

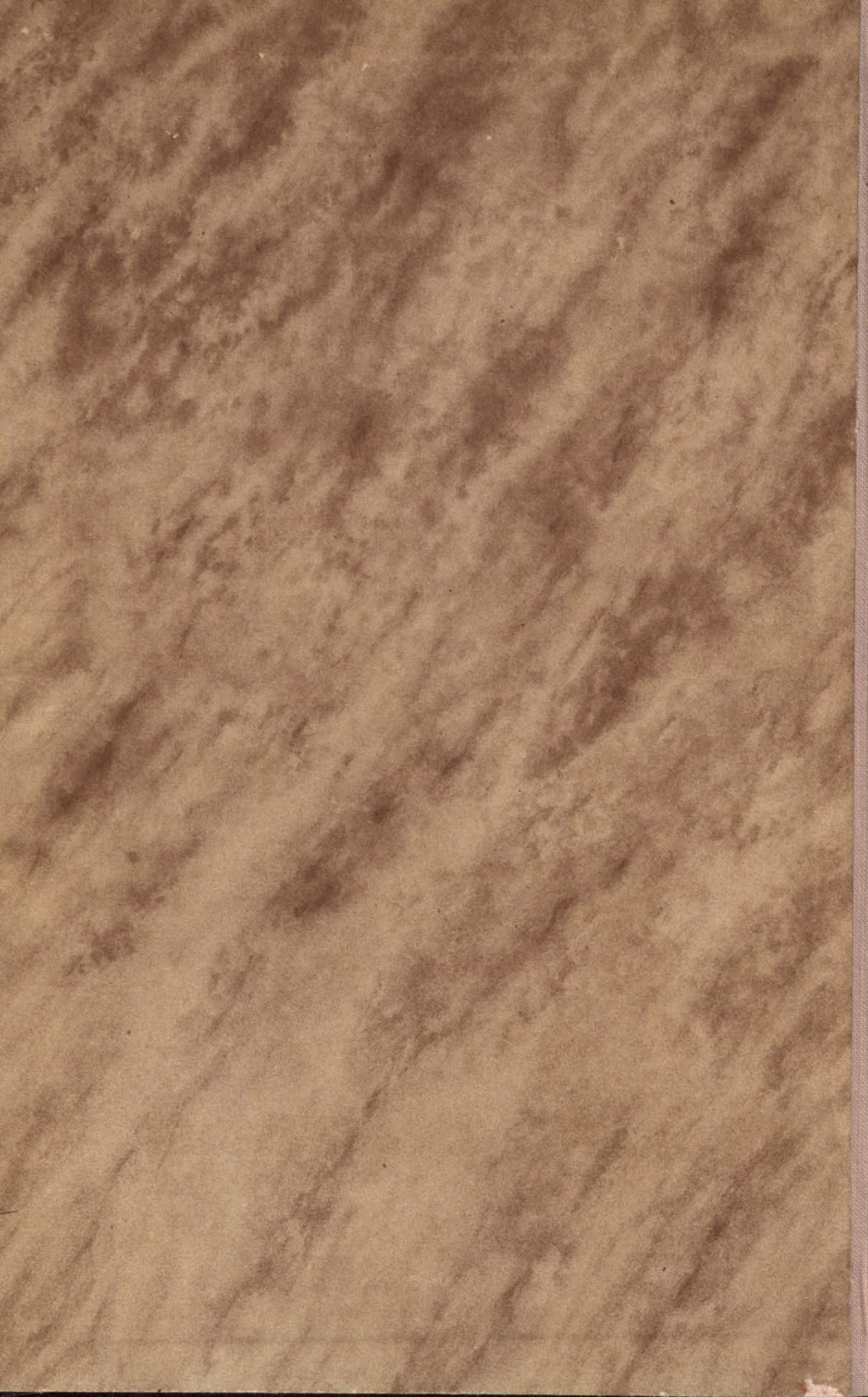
ГЕОЛОГИЯ СССР

**ТОМ
V**

УКРАИНСКАЯ ССР
МОЛДАВСКАЯ ССР

**ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
ПЛАТФОРМЕННОЙ
ЧАСТИ**

ГОСГЕОТЕХНИКА







МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1958

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ УКРАИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ V

УКРАИНСКАЯ ССР
МОЛДАВСКАЯ ССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ

Редакторы *В. А. Ершов, Н. П. Семенов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1958

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР“

АБДУЛЛАЕВ Х. М.
АЛАДИНСКИЙ П. И.
АЛИЕВ М. М.
АМИРАСЛАНОВ А. А.
АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор)
АСЛАНЯН А. П.
АССОВСКИЙ А. Н.
БАКИРОВ А. А.
БЕЛЕВЦЕВ Я. М.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора)
БЕТЕХТИН А. Г.
БОГДАНОВ А. А.
БОГАТЫРЕВ А. С.
ВАСЬКОВСКИЙ А. П.
ВЕБЕР В. В.
ГОЛУБИН В. Н.
ДЖАНЕЛИДЗЕ А. И.
ДРАБКИН И. Е.
ЕРШОВ В. А.
ЗАЙЦЕВ И. К.
КЕРЕСЕЛИДЗЕ К. Г.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КРЕЙТЕР В. М.
КРАСНИКОВ В. И.
(зам. главного редактора)
КУЗЬМЕНКО В. И.
ЛИБРОВИЧ Л. С.

ЛУНГЕРСГАУЗЕН Г. Ф.
МАГАКЪЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАРИНОВ Н. А.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МЕРКУЛОВ М. И.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
НАЛИВКИН Д. В.
НЕДЗВЕЦКИЙ А. П.
НИКИТИН П. М.
НИКОЛАЕВ В. А.
(зам. главного редактора)
ПАФФЕНГОЛЬЦ К. Н.
САКС В. Н.
САТПАЕВ К. И.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СНИЦЫН Н. М.
СНЯТКОВ Л. А.
СТРАХОВ Н. М.
ТАТАРИНОВ П. М.
ТЫЖНОВ А. В.
ФЕДЫНСКИЙ В. В.
ШАТСКИЙ Н. С.
ШЛЫГИН Е. Д.
ЩЕРБАКОВ С. А.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
ПЛАТФОРМЕННОЙ
ЧАСТИ



ВВЕДЕНИЕ

Украинская ССР и Молдавская ССР располагаются на юге Европейской части СССР и занимают площадь 636,4 тыс. км²; из них 33,8 тыс. км² относятся к Молдавской ССР.

В состав этой обширной территории входят: на западе восточные отроги Карпатских гор, на юге — Крымский полуостров, на востоке — Донецкий кряж. Эти три региона, выделяясь в географическом отношении, отличаются также особенностями геологического строения. Донецкий кряж, кроме того, является особо важным промышленным районом страны. В связи с этим геология и полезные ископаемые Донбасса и Крыма освещены соответственно в VII и VIII томах «Геологии СССР», а геология Советских Карпат выделяется в самостоятельную (II-ю) часть настоящего тома.

VII том издан в 1944 г. под редакцией акад. П. И. Степанова, VIII — в 1947 г. под редакцией В. В. Меннера, А. С. Моисеева и Д. В. Соколова. Настоящий V том «Геологии СССР» посвящен описанию геологического строения платформенной части Украины и Молдавии (часть I), Карпат и Закарпатья (часть II) и описанию полезных ископаемых (часть III).

Работа по составлению V тома была начата в 1945 г. под редакцией В. И. Лучицкого и М. М. Жукова. В 1948 г. составление тома было закончено в основном по довоенным данным. К этому времени на территории Украины развернулись в небывалых ранее объемах поисковые, разведочные и другие геологические работы. В результате этих работ довоенные материалы стали пополняться очень быстро и весьма существенными данными. В 1951 г. стало ясно, что работу по составлению V тома надо начинать заново, так как новые данные в корне изменили представления о геологическом строении почти всех районов Украины и Молдавии.

Так, после Великой Отечественной войны возобновленные в больших объемах буровые, геофизические и геосъемочные работы по изучению Большого Донбасса привели к открытию в его западном секторе месторождений каменных углей, нефти, газов и соли. При этом получены совершенно новые данные по геологии Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Новые данные получены также по геологии обширной территории Львовско-Люблинской впадины в результате больших поисково-разведочных работ, приведших к открытию нового каменноугольного бассейна. Ценные материалы получены и по геологии Причерноморской впадины в результате глубокого бурения и геофизических работ при поисках нефти и газа. В пределах Волыно-Подольской плиты впервые на Украине выявлены и изучены отложения кембрийской системы.

После войны Украинским геологическим управлением Министерства геологии и охраны недр СССР возобновлены большие работы по комплексной геологической съемке в м-бе 1 : 200 000 и поискам полезных ископаемых, особенно рудных; эти работы дали много нового по стратиграфии, тектонике и другим важным разделам геологии Украины.

Большие поисковые, разведочные и научно-исследовательские работы, продолжающиеся в настоящее время в пределах Украинского кристаллического массива, привели к открытию новых, ранее неизвестных на Украине полезных ископаемых: никелевых руд, бокситов, хромитов, талько-магнезита и др., дали возможность разработать новые схемы структурных и возрастных соотношений метаморфических и магматических пород массива и впервые составить структурно-петрографическую карту.

Поисковые, разведочные и геофизические работы в сочетании с большим объемом глубокого бурения продолжают и в настоящее время. Это обстоятельство, с одной стороны, требует скорейшего обобщения полученных материалов, а с другой — создает своеобразные трудности для этого обобщения, заключающиеся в том, что новые данные накапливаются быстро, и статьи, написанные в начале работы, к концу ее уже требуют дополнений или изменений.

Авторы и редакторы I части V тома «Геологии СССР» старались по возможности использовать и обобщить все последние материалы (по состоянию на 1956 г.). Они стремились также к унификации изложения основных разделов работы, однако ввиду того, что многие вопросы геологии Украины и Молдавии до настоящего времени изучены недостаточно и еще имеется много дискуссионных положений в области глубинной геологии, метаморфизма, тектоники, геологии докембрия, генезиса некоторых полезных ископаемых, истории геологического развития и т. д., в статьях, касающихся спорных или еще не достаточно изученных вопросов, излагаются взгляды авторов.

Настоящая часть V тома составлена сотрудниками Украинского геологического управления Министерства геологии и охраны недр СССР и Института геологических наук Академии наук УССР под руководством и редакцией акад. Украинской академии наук Н. П. Семененко и главного геолога Украинского геологического управления В. А. Ершова. Значительную работу выполнил акад. Н. С. Шатский, просмотревший рукопись в окончательной редакции.

Авторами первой части V тома являются геологи: Д. Е. Айзенберг, Н. Ф. Балуховский, В. И. Бартошевский, Ю. Б. Басс, Н. Т. Вадимов, В. Н. Гладкий, В. Я. Дидковский, В. А. Ершов, Г. В. Жуков, П. К. Загорий, М. Н. Ивантишин, О. К. Каптаренко-Черноусова, В. Я. Клименко, В. И. Клушин, М. Н. Ключников, О. В. Крашенинникова, А. М. Куцыба, Ф. Е. Лапчик, И. Л. Личак, А. А. Макухина, Е. М. Матвиенко, В. С. Медына, Г. И. Молявко, Д. П. Найдин, Е. О. Новик, И. К. Половко, С. П. Родионов, Н. П. Семененко, А. Д. Сергеев, Р. И. Сироштан, В. И. Славин, П. П. Сухаревич, Л. Г. Ткачук, И. С. Усенко, Ю. Б. Устиновский, И. Д. Царовский, П. Л. Шульга, Ю. Ю. Юрк и И. М. Ямниченко.

Прилагаемая к настоящему тому геологическая карта составлена по данным на 1 января 1958 г. В связи с этим, имеются некоторые расхождения между картой и текстом, подготовленным несколько ранее. Эти расхождения относятся, главным образом, к стратиграфии докембрия, отраженной в легенде карты согласно последней схеме, утвержденной ВСЕГЕИ для Украины. Однако эти расхождения не существенны.

До организации Российского геологического комитета (1882) геологические исследования на территории Украины носили эпизодический характер, если не считать отдельных экспедиций целевого назначения.

Совершенно иное направление приобрели геологические работы в период деятельности Геологического комитета с 1882 по 1917 г., когда были заложены основы общего представления о геологическом строении обширных территорий России; для Украины тогда впервые были созданы обзорные и общие геологические карты.

Детальное изучение геологии Украины по строгому и последовательному плану начало проводиться только после Великой Октябрьской социалистической революции.

Таким образом, в истории геологического изучения Украины выделяются три периода:

- 1) до 1882 г. — до времени организации Геологического комитета;
- 2) с 1882 по 1917 г. — период деятельности Геологического комитета;
- 3) с 1917 г. — советский период.

Первый период характеризуется накоплением фактического материала и проведением самых общих исследований геологического строения отдельных районов. Из наиболее важных работ этого периода следует отметить экспедиции Академии наук, проводившие работы под руководством С. Г. Гмелина (1774—1784), П. С. Палласа (1773—1801) и А. И. Гильденштедта (1787—1791), впервые отметивших распространение на юге России ряда геологических формаций.

С 1837 г. в исследования юга России вносится некоторый элемент целеустремленности. В это время А. Демидовым организуется большая экспедиция для исследования юга России в промышленном и естественно-историческом отношении. Экспедиция обследовала значительные пространства, в том числе и территории Донбасса. В Донбассе ею были выделены следующие формации: 1) днепровская кристаллическая, 2) каменноугольная, 3) рухляковская бахмутская, 4) меловая, 5) третичная, 6) пресноводная таганрогская и 7) наносная или аллювиальная. Эти материалы, носящие описательный характер, позже послужили основанием для детального стратиграфического расчленения геологических комплексов исследованной территории.

В первом периоде изучения юга России большое внимание уделялось исследованиям каменноугольных отложений и кристаллических пород Донбасса.

Р. Мурчисоном было установлено, что наибольшее количество угольных пластов в Донбассе относится к среднему отделу карбона. В Кривом Роге в 1781 г. В. Зуев отметил присутствие «железного шифера», позже И. Ф. Леваковский установил здесь наличие железных руд.

В середине XIX в. благодаря исследованиям А. А. Борисяка, М. Н. Эйхвальда, М. Барбот-де-Марни, А. В. Гурова, С. О. Конткевича, В. А. Домгера и др. были собраны первые существенные данные о геологическом строении юга России.

Первый период геологического изучения территории Украины закончился выделением здесь главнейших геологических систем, а также выявлением основных полезных ископаемых Украины — каменного угля и железных руд.

Второй период изучения геологического строения Украины характеризуется дальнейшим углублением и уточнением стратиграфии осадочной толщи и изучением петрографии кристаллического массива. Основную роль в этом отношении сыграла общая геологическая съемка м-ба 1 : 420 000 и детальная съемка Донецкого края. Карты, составленные В. Д. Ласкаревым для Волыно-Подоллии, Н. А. Соколовым для Причерноморья и П. Я. Армашевским для Днепровско-Донецкой низменности, заложили основы стратиграфии Украины.

С 1892 по 1917 г. в Донбассе Л. И. Лутугиным и его сотрудниками проводилась детальная геологическая съемка в м-бе 1 : 42 000 с целью составления пластовой геологической карты. Эта работа послужила основой для развития промышленного Донбасса. Методы Л. И. Лутугина явились школой для последующих исследователей Донбасса, а его классические карты не утратили своего значения и в настоящее время.

В 1913 г. главная угленосная площадь Донбасса была покрыта детальной геологической съемкой. Это дало возможность провести первый подсчет запасов углей в Донецком бассейне.

Кроме региональных исследований, были проведены также общие геологические исследования, в результате которых в основном было закончено стратиграфическое расчленение формаций, слагающих Украину. Наиболее ценные результаты дали работы А. Роговича, Н. А. Соколова, П. Н. Венюкова, В. Е. Тарасенко, В. Д. Ласкарева, Н. И. Андрусова, П. А. Тутковского и многих других.

Большая работа по изучению геологии Украины была проведена кафедрами геологии и минералогии университетов и Горного института Украины, а также обществами естествоиспытателей, при них состоявших, в которых видную роль играли профессора: в Киеве — К. М. Феофилактов, П. Я. Армашевский, П. Н. Венюков и В. И. Лучицкий, в Харькове — И. Ф. Леваковский, А. В. Гуров, П. П. Пятницкий и А. С. Федоровский; в Одессе — Р. А. Прендель, В. Д. Ласкарев, К. А. Алексеев; в Днепропетровске (в Горном институте) — Н. И. Лебедев, И. И. Танатар, Л. Л. Иванов и ряд других.

Третий период геологических исследований Украины начинается с Великой Октябрьской социалистической революции. В годы советской власти геологическое изучение УССР начало проводиться в особенно широких масштабах. Большую работу в это время проводят: Украинский Геологический комитет (ныне Украинское геологическое управление), Институт геологических наук Академии наук УССР, геолого-почвенный факультет университета им. Т. Г. Шевченко и ряд производственных геолого-разведочных организаций.

В эти годы для всей восточной части УССР была составлена трехверстная и позже на ее основе геологическая карта в м-бе 1 : 200 000; издана обзорная геологическая карта в м-бе 1 : 1 000 000. В Кривом Роге и в Донбассе продолжается детальная геологическая съемка, проводится детальное картирование отдельных районов УССР и общая геологическая съемка воссоединенных украинских земель. В годы советской вла-

сти проводится также глубокое изучение геоструктуры УССР, детальное стратиграфическое изучение отдельных формаций, исследование и разведка многочисленных месторождений разных видов минерального сырья.

Наряду с геологической съемкой широкое развитие получили тематические исследования. Поскольку исследования по Донбассу и Крыму освещены в соответствующих томах «Геологии СССР», здесь мы остановимся главным образом на работах, относящихся к платформенной части территории Украины. Результаты этих работ систематически публикуются в геологическом журнале АН УССР, в Известиях АН СССР, Советская геология, а также в специальных сборниках и трудах АН УССР, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), университетов, технических вузов, Украинского геологического управления, Львовского геологического общества и др.

Среди научно-исследовательских работ большое место занимают работы по палеонтологии Института геологических наук АН УССР, ВСЕГЕИ, Днепропетровского горного института им. Артема и других организаций. Наиболее значительные палеонтолого-стратиграфические исследования были проведены в области верхнего палеозоя: сюда относится монографическое изучение фауны пелеципод, брахиопод, фораминифер, кораллов, гониатитов, трилобитов, филлопод, остракод, а также флоры, в том числе спор и пыльцы.

Необходимо отметить большие работы Б. И. Чернышева (1924, 1925, 1927, 1931, 1947а, 1950, 1951), посвященные изучению пластинчатожаберных из отложений карбона Донбасса и членистоногих из отложений палеозоя и мезозоя.

Морские пелециподы из каменноугольных отложений Донбасса изучались Д. М. Федотовым (1932). Этой же группой фауны занималась и П. Л. Шульга. Ею описаны пресноводные пелециподы из среднего и верхнего отделов карбона Донецкого бассейна и, кроме того, опубликовано несколько статей по стратиграфии карбона на основе изучения фациально различной фауны пелеципод (1941б). Изучением брахиоподовой фауны донецкого карбона в последние годы занимались главным образом во ВСЕГЕИ и в Институте геологических наук АН УССР А. П. Ротай (1951, 1952); Д. Е. Айзенберг (1940); Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Е. О. Новик и П. Л. Шульга (1941); Д. Е. Айзенберг (1950б).

Большое значение имеют работы В. Д. Фомичева (1953), посвященные кораллам, и Л. С. Либровича (1946, 1947) — гониатитам из каменноугольных отложений Донбасса. По изучению фораминифер из отложений карбона значительные работы были проведены М. И. Сосниной; Н. Е. Бражниковой (1939, 1941б, 1950); Н. Е. Бражниковой и П. Д. Потиевской (1948, 1950); П. Д. Потиевской (1950); М. Ф. Манукаловой (1948, 1950); Л. Г. Дайн и Л. П. Гроздиловым (1953); Ф. С. Путрей (1939, 1948а, 1948б).

Крупные работы по изучению флоры каменноугольных отложений УССР выполнены М. Д. Залесским (1928, 1930, 1937); Е. О. Новик (1931, 1935, 1937, 1938, 1941в, 1944, 1947б, 1949, 1950а, 1950б, 1950в, 1952б); Е. О. Новик и Т. А. Ищенко (1948); М. Д. Залесским и Е. Ф. Чирковой (1938).

Особо важные работы по изучению литологии, стратиграфии и условий накопления верхнепалеозойских отложений проведены В. Н. Логвиненко (1953); М. П. Кожич-Зеленко (1941, 1951); Ф. Е. Лапчик; группой работников Института геологических наук АН СССР под руковод-

ством Ю. А. Жемчужникова и В. С. Яблокова: Л. Н. Ботвинкиной (1952); С. Е. Колотухиной (1952); А. П. Феофиловой (1952) и работниками других учреждений; В. А. Банковским (1951, 1952, 1953); Ф. А. Бочковским (1953); С. И. Евсеевой (1941); Е. С. Шалыт (1946); В. З. Ершовым (1933); К. Н. Савич-Заблоцким и И. Ю. Лапкиным (1948); А. З. Ширковым (1938); С. К. Комоцким (1951) и др.

Совершенно новые данные по девону Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса были получены А. А. Богдановым, Д. В. Обручевым, Ю. М. Пушаровским, И. Ф. Трусовой (1947); и А. М. Куцыба (1938, 1954).

Изучению палеозоя Львовско-Люблинской впадины посвящены работы П. Л. Шульги (1951, 1952), а также Д. Е. Айзенверга, Н. Е. Бражниковой, Е. О. Новик и П. Л. Шульги (1946, 1949), по-новому освещающие стратиграфию этого закрытого района.

Стратиграфия нижнепалеозойских отложений и условия их образования в приднестровской части Подолии получили новое освещение в работах О. И. Никифоровой (1948, 1954); Л. Ф. Лунгерсгаузена (1937, 1939в, 1940); Л. Ф. Лунгерсгаузена и О. И. Никифоровой (1942); Н. И. Ларина (1936); эти же отложения в течение ряда лет изучались группой сотрудников Московского филиала Всесоюзного научно-исследовательского геолого-разведочного нефтяного института (ВНИГРИ) под руководством Г. Х. Дикенштейна (1953а).

Большой интерес представляют работы по изучению спор и пыльцы ископаемых растений. Этот метод, обычно использовавшийся в углепетрографии, применен Т. А. Ищенко при изучении осадочных отложений, особенно палеонтологически немых толщ, где он дал хорошие результаты (Ищенко, 1950а, 1950б, 1954). Этим автором опубликован «Атлас микроспор и пыльцы среднего карбона Донбасса» (1952а), где описано около 200 видов.

Перечисленные работы послужили основой стратиграфических схем для всей толщи палеозойских отложений — от кембрия до перми включительно, а также для корреляции их на обширных пространствах Украины.

Изучению мезо-кайнозойских отложений платформенной части УССР посвящены многочисленные работы геологов Киева, Москвы, Ленинграда, Харькова, Одессы, Днепропетровска и других научных центров нашей страны. В этих работах содержится монографическое описание различных групп фауны и флоры, дается литологическая характеристика осадочных толщ и производится дальнейшая детализация стратиграфического расчленения комплекса осадков мезо-кайнозоя.

Необходимо отметить, что на этой площади различные толщи осадков изучены далеко не в одинаковой степени. Отложения триаса и юры наиболее детально описаны для Днепровско-Донецкой впадины; в Причерноморской впадине они погребены под большими толщами отложений мела, палеогена и неогена, вскрыты бурением пока только в отдельных пунктах и о них имеются лишь отрывочные сведения.

Меловые отложения несколько лучше изучены в Днепровско-Донецкой впадине и в западных областях УССР; в Причерноморской впадине они большей частью залегают на значительных глубинах и мало доступны для исследований.

Осадки палеогена развиты в основном на площади Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин, а также Украинского кристаллического массива, где они изучены сравнительно детально. Отложения неогена наиболее полно развиты в Причерноморской впадине; они хорошо изучены и им посвящена обширная геологическая литература.

Четвертичные отложения распространены повсеместно, но лучше они изучены в восточных областях УССР.

Триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины только в последние годы были вскрыты значительным числом скважин, поэтому по существу их изучение только начинается. Им посвящены работы М. П. Кожич-Зеленко и Ф. Е. Лапчик, в которых приводится литолого-стратиграфическая характеристика этих осадков из отдельных участков впадины, а также работы Л. Ф. Лунгерсгаузена (1941в, 1944б), Ф. А. Станиславского (1953) и М. П. Кожич-Зеленко (1951).

В платформенной части Западной Украины бурением изредка обнаруживается небольшая толща континентальных пород, залегающих в виде островков на размытой поверхности палеозоя. Каких-либо палеонтологических остатков в этих отложениях не обнаружено, поэтому их совершенно условно относят к пермо-триасу. Упоминание о таких породах можно найти в работе О. К. Смирнова и С. И. Пастернака (1948).

В Причерноморской впадине распространение триасовых отложений только предполагается; здесь они могут залегать на очень больших глубинах и до сих пор бурением еще не вскрыты.

Гораздо лучше исследованы юрские отложения; правда, тоже только в Днепровско-Донецкой впадине, изучению которой посвящены многочисленные работы (Резниченко, 1926; Цитович, 1928; Савенко, 1936а; Лунгерсгаузен, 1942а, 1943, 1944а; Дайн, 1939; Ямниченко 1950, Ямниченко, Каптаренко-Черноусова и Ткаченко, 1951; Усенко и Ямниченко, 1952; Макридин, 1951, 1952; Станиславский 1952, 1953; Каптаренко-Черноусова, Ткаченко и др.). Юрские отложения платформенной части Западной Украины изучены слабо. Также слабо изучены юрские отложения Причерноморской впадины; за последние годы они вскрыты единичными глубокими скважинами на территории Молдавской ССР.

Меловые осадки широко распространены в платформенной части УССР, им посвящено большое число работ.

Среди исследований, посвященных меловым отложениям Днепровско-Донецкой впадины, наиболее ценными являются работы Г. Ф. Мирчинка (1919); Н. С. Шатского (1924), Л. Г. Дайна (1939); Б. М. Келлера (1935), Е. М. Малаховой, В. П. Василенко; О. К. Каптаренко-Черноусовой; Г. Г. Мурашковой (1951), О. Р. Коноплиной (1951); Е. С. Овдий и др. Примерно в такой же степени изучены меловые осадки Подолии и Волыни; важное значение имеют работы Р. Р. Выржиковского (1931, 1933); О. В. Савчинской (1939); Б. З. Кокосинской (1946); О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948); Н. П. Михайлова (1948); Д. П. Найдина (1951, 1953, 1954); О. Р. Коноплиной (1952) и др. Сравнительно слабо изучены меловые отложения Причерноморской впадины; им посвящено небольшое число работ (Карлов 1937; Маков 1938в; Дысса, 1940; Басс, 1941; Корценштейн, 1951; Горбенко, 1953).

Отложения палеогена Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин изучались в течение весьма длительного времени; им посвящена обширная геологическая литература. В советский период проведены очень важные исследования палеогена Украины: детально изучена фауна моллюсков, фораминифер и др., значительно переработана стратиграфическая шкала. Главнейшими работами по палеогену Днепровско-Донецкой впадины являются исследования В. С. Слудкевича (1927); В. В. Резниченко (1927); М. Е. Мельника (1936а, 1936б, 1936в); Н. В. Пименовой (1936); И. А. Коробкова (1939); О. К. Каптаренко-Черноусовой (1941, 1947а, 1947б, 1949, 1951); М. Н. Ключникова (1951д); И. Е. Слензак и О. В. Крашенинниковой (1949). Важнейшие работы по палеогену Причерноморской впадины принадлежат И. П. Хоменко (1922); О. К. Капта-

ренко-Черноусовой (1936а, 1953); К. И. Макову (1947); Ю. Б. Басс (1941); М. Н. Пухтинскому (1941); М. В. Муратову (1947); А. А. Ханину (1950); Н. М. Барановой; М. Н. Ключникову (1952а, б); В. Н. Корценштейну, В. С. Бабай, А. П. Печенкиной (1953) и Е. А. Краевой.

Неогеновые отложения широко распространены почти на всей площади платформенной части УССР, но наиболее полно они представлены в Причерноморской впадине, где изучены особенно детально.

Среди исследований неогена Причерноморской впадины, первостепенное значение имеют работы Н. И. Андрусова (1917, 1929), А. Г. Эберзина (1940), А. К. Алексеева (1928), П. Л. Осауленко-Шульги (1936), Т. А. Мангикана (1929), Л. Г. Каманина и В. С. Слодкевича (1930), Г. И. Молякко (1948, 1952, 1953), Г. И. Молякко и И. Г. Пидопличко (1952), О. К. Каптаренко-Черноусовой (1939б), Б. П. Жижченко (1940), В. П. Колесникова (1940), И. Н. Лобанова (1940б), И. Я. Яцко (1949), О. А. Сорочана (1951), В. Я. Дидковского (1952а, 1952б) и других.

В Днепровско-Донецкой впадине эти отложения представлены преимущественно немymi осадками, в связи с чем их возраст в значительной степени определяется условно. По неогену Воьлини и Подолии имеется немного работ (Козаков и Найдин, 1950; Серов).

Четвертичные отложения наиболее детально изучены в пределах Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Работы, посвященные исследованию четвертичных отложений этих районов, имеют большое значение для познания данных осадков, их стратиграфии, сопоставления морских и континентальных образований и истории четвертичного периода вообще. Наиболее важными из них являются работы П. А. Тутковского (1922, 1930), Г. Ф. Мирчинка (1923, 1925), А. П. Павлова (1925), В. И. Крокос (1926а, 1926б, 1927, 1929, 1930а, 1933, 1934а, 1934б), Д. Н. Соболева (1930, 1933а, 1934а, 1938б), Б. Л. Личкова (1922, 1932), В. Н. Чирвинского (1931, 1932а), В. В. Резниченко (1931а), А. И. Москвитина (1933, 1935), В. Г. Бондарчука (1931, 1932в, 1932г, 1933, 1934а, 1934б, 1935, 1937, 1938, 1939а, 1939в, 1946а, 1947), Д. К. Биленко (1930, 1934, 1939), Л. Ф. Лунгергаузена (1933, 1934б), П. К. Замория (1935а, 1935б), Г. И. Молякко (1936), П. К. Замория и Г. И. Молякко (1952), Н. И. Дмитриева (1933б, 1937а, 1937б, 1937в), Д. М. Коненкова (1946) и многие другие.

Большое развитие получили работы по минералогии и петрографии. Петрографические исследования пород Украинского кристаллического массива позволили установить широкое многообразие развитых здесь метаморфических и изверженных комплексов. Некоторые из этих пород описаны для Украинского кристаллического массива впервые и получили здесь специальное название, как например: мариуполит — щелочной натровый нефелиновый сиенит с альбитом (Морозевич — J. Mogożewicz, 1925); бугиты — комплекс чарнокито-монцитонитовых пород, развитых по р. Бугу (Безбородько, 1935б); собиты — средние члены того же ряда; воьльниты — дайковые породы на Воьлини (Оссовский, 1871). Следует отметить плодотворные работы Ю. И. Половинкиной (1936а, 1936в), Н. И. Безбородько (1935а), Л. Г. Ткачука (1937, 1940а, 1940б, 1948) и др. по типизации гранитов кристаллического массива. Разработаны вопросы о взаимоотношениях различных фаций гранитовых магм, связи между порфировыми и серыми мелкозернистыми гранитами, аплитовидными и пегматоидными гранитами и др. (Семененко, 1949, 1951).

Изучены процессы инъекционного метаморфизма, ассимиляции, контаминации и др. В зависимости от количественного соотношения магматических продуктов и боковых инъецируемых ими пород выделены инъекционные гнейсы, мигматиты и разные гибридные породы (Семе-

ненко, 1936б, 1940в, 1949, 1950, 1951; Безбородько, 1925, 1935б; Ткачук, 1940б, 1948; Юрк; Усенко, 1948, 1953а; Половинкина, 1939, Личак, 1935 и др.).

Много внимания уделялось изучению генезиса и истории формирования щелочного массива Приазовья (Морозевич, 1893; Лебедев и Лучицкий, 1934; Лучицкий, 1935, 1936; Царовский, 1948; Айнберг, 1933 и др.).

Ряд работ А. А. Полканова (1948), В. И. Лучицкого (1912), В. Е. Тарасенко (1895), В. С. Соболева (1940, 1947), И. Л. Личака и др. посвящен выяснению генезиса и истории формирования рапакиви и гранитов коростенского плутона в комплексе с массивами габбро-лабрадоритов.

В работах И. С. Усенко и др., изучавших генезис зеленокаменных пород Украины, выделена серия метабазитов как древних эффузивных образований.

Н. П. Семененко изучались закономерности в эволюции постмагматических эманаций гранитных интрузий; при этом подмечена смена калиевого метасоматоза натриевым, а затем магниальным и кальциево-силикатным; установлено развитие карбонатного метасоматоза, как завершающего постмагматического процесса.

Особенно детальные и многочисленные исследования посвящены изучению петрографии и генезиса пород саксаганской железорудной серии. Результаты этих работ изложены в трудах П. П. Пятницкого (1898, 1929, 1933, 1937), И. И. Танатара (1924, 1915, 1937), С. П. Родионова (1939, 1940а, 1941, 1946б), Н. П. Семененко (1934, 1940а, 1947а, 1949, 1950), Я. Н. Белевцева (1946, 1951), Ю. Г. Гершойга (1940), П. М. Каниболоцкого (1946) и др.

Следует отметить также ряд работ, посвященных генезису графитовых месторождений УССР (Лучицкий, 1933; Семененко, 1937а; Семененко и Беседин, 1940; Половинкина, 1929; Сердюченко и др.).

В связи с изучением массивов габбро-лабрадоритов на Волини В. Е. Тарасенко (1899а) установлен химический состав плагиоклазов, В. И. Лучицким (1912) выделен среди амфиболов минерал — киевит. В результате изучения щелочного массива Приазовья И. А. Морозевичем (1893) описаны новые разновидности щелочных амфиболов — тарамит и валитарамит. Ряд работ (И. Д. Царовский и др.) посвящен исследованию акцессорных минералов в этом массиве. В метаморфических и кристаллических сланцах и серии метабазитов изучена группа амфиболов и хлоритов (Танатар, 1915; Половинкина, 1924; Усенко, 1948 и др.). Обобщающие сводные работы по изучению группы амфиболов и слюд в последнее время выполнены в Институте геологических наук АН СССР В. С. Соболевым.

Существенную помощь в деле изучения минералов Украины оказало издание минералогических сборников, предпринятое в 1948 г. Львовским геологическим обществом под редакцией Е. К. Лазаренко.

Многочисленные работы по изучению минералогии пегматитов и прежде всего минералогии волинских пегматитов (морионов, топазов и др.), а также по изучению редких и редкоземельных минералов в пегматитах Приазовья проведены Л. Л. Ивановым (1925), П. И. Лебедевым (1936) и др.

Ю. Ю. Юрком (1939б) в пегматитах Приазовья описаны новые минералы, В. И. Кузьменко (1946) в Гнутовском месторождении по р. Кальмиус в Приазовье открыл минерал паризит. Работы П. М. Каниболоцкого (1936), В. И. Грязнова и др. посвящены изучению минералогии марганцевых руд.

Минералогии россыпей в пределах кристаллического массива посвящены работы Ф. Е. Лапчик, М. Н. Ивантишина, Е. О. Николаевской, М. Г. Дядченко, А. Я. Хатунцевой и др. В связи с изучением глин и бокситов выполнен ряд работ по минералогии глинистых минералов (П. М. Каниболоцкий, 1936; Ю. Б. Басс и др.).

Значительное развитие получили также геохимические исследования, главным образом по геохимии пегматитового процесса (Иванов, 1925; Юрк, 1938а, 1938б; Юрк и Брезер, 1939; Семененко, 1937б, 1938, 1939 и др.), геохимии вод источников и озер (Е. С. Бурксер), а также геохимии нефти, газа и угля (Порфирьев и Гринберг; Порфирьев, 1941, 1948; Бурксер и др.).

Большие работы были проведены также в области изучения рудных месторождений и процессов рудообразования. Опубликован ряд работ по вопросам генезиса богатых руд криворожских месторождений (Семененко, 1946, 1950; Танатар, 1937; Гершойг, 1929; Белевцев, 1951; Доброхотов, 1954 и др.). Работы по минералогии и генезису марганцевых руд на южном склоне Украинского кристаллического массива, проведенные в АН СССР А. Г. Бетехтиным (1946), в Днепропетровском университете В. И. Грязновым (1950), в Днепропетровском горном институте П. М. Каниболоцким и в Украинском геологическом управлении Ю. Б. Бассом, установили развитие как окисных, так и карбонатных фаций марганцевых отложений; при этом были изучены источники марганца и процессы преобразования минералов марганца в залежах.

Нельзя не отметить также определенных успехов в области изучения тектоники. В. Г. Бондарчуком (1947, 1949а, 1949б), Д. Н. Соболевым (1926а, 1936) и др. опубликованы региональные схемы геологической структуры УССР. Вопросы геологической структуры Днепровско-Донецкой впадины и ее сочленения с Донецким бассейном получили освещение в работах Н. С. Шатского, П. И. Степанова, Л. Ф. Лунгерсгаузена (1941б), В. Б. Порфирьева (1948), Н. Ф. Балуховского (1949), В. Я. Клименко (1950) и М. В. Чирвинской. П. И. Степановым впервые была выдвинута проблема Большого Донбасса. Н. С. Шатский поставил вопрос о солянокупольных структурах в Днепровско-Донецкой впадине и ее возможной нефтеносности. По новейшим данным были разработаны схемы строения Причерноморской впадины (Н. Ф. Балуховский; А. Д. Сергеев и А. М. Безуглый; Г. И. Молякко и А. Д. Сергеев; М. В. Муратов, 1949). По материалам Украинского геологического управления, исследований Л. Г. Ткачука (1937, 1940а, 1948), Ю. Ю. Юрка; И. Л. Личака (1935), И. С. Усенко (1948) и др. Н. П. Семененко (1949, 1951) была разработана схема структуры кристаллического массива и дана история его формирования.

Большое значение имеет разработка методики структурных исследований метаморфических и магматических пород на основе изучения структуры рудных полей Кривого Рога и структуры кристаллического массива в целом (Семененко, 1946, 1949; Белевцев, 1946 и др.).

В результате исследований каневских дислокаций опубликован ряд работ, посвященных изучению четвертичной тектоники (Резниченко, 1924; Соболев, 1926б; Бондарчук, 1947, 1949б и др.).

Значительные успехи достигнуты и в области изучения четвертичной геологии и морфологии (Резниченко, 1924, 1929, 1931а; Крокос, 1928б; Бондарчук, 1947). Данные этих исследований обобщены в монографии В. Г. Бондарчука (1949б) и в работе П. К. Замория.

Успеху теоретических исследований в области геологии содействовали, с одной стороны, огромные масштабы геологоразведочных работ на различные виды полезных ископаемых, а с другой — теоретические ис-

следования, направленные на решение практических задач геологоразведочной службы, на обоснование прогнозов, оценку перспектив и дальнейшее направление поисковых и разведочных работ. Этому в значительной мере способствовали также геофизические работы, проводившиеся на территории Украины, особенно в последние годы.

Началом геофизических работ на Украине можно считать магнитную съемку, выполненную в 1913 г. Абельсом, Безиковичем и Гелиным. В последующие годы делались эпизодические попытки (главным образом иностранных фирм) применить геофизические методы разведки при поисках железных руд в Криворожье. Однако эти, по-видимому, безрезультатные работы не оставили о себе следов.

Начало систематического применения геофизических методов разведки на Украине датируется 1923 г., когда Ю. М. Лепешинский применил магниторазведку для картирования железистых пород в районе Кривого Рога. В течение последующих тридцати лет на Украине было выполнено много работ, проведенных при помощи различных методов геофизической разведки. Особенно широко геофизические методы поисков начали применяться в послевоенные годы в связи с задачами по выявлению новых месторождений полезных ископаемых.

Еще в 1928 г. А. А. Строна провел магнитометрические исследования к северу от промышленной части Криворожского железорудного бассейна, открыв Правобережные и Кременчугские магнитные аномалии. Начиная с 1932 г. в пределах Днепровско-Донецкой впадины ставятся сейсморазведка и гравиразведка, с целью поисков и локализации газонефтеносных структур. Из работ этого периода необходимо отметить гравиметрическую съемку В. Б. Соллогуба по району Черниговских аномалий и работы С. И. Субботина, Д. В. Бабенко, Г. С. Бугакова, А. Д. Серова, И. А. Белабушевича и др., наметивших первые солянокупольные структуры.

В послевоенные годы работы Г. А. Гандзюка, Л. П. Ланда, М. В. Чирвинской, Б. А. Райхер, С. Я. Шершевской и др. увенчались открытиями первых в Днепровско-Донецкой впадине газоносных и нефтеносных структур. В эти же годы, когда были получены первые данные о рудопроявлениях, связанных с массивами основных и ультраосновных пород, получили широкое развитие аэромагнитная съемка и наземная магниторазведка с целью картирования слабых магнитных аномалий. Значительную роль геофизические методы сыграли и при поисках месторождений бурых углей.

По Закарпатья такие работы выполнены в 1947 г. А. С. Баженовым и Г. Н. Кругляковой; на Приднепровье целый ряд депрессий кристаллического массива, заполненных угленосными отложениями бучакского яруса, был обнаружен И. Н. Горячко, Н. М. Ткаченко и В. И. Кучиным.

Широкое применение геофизические методы нашли и при поисках угленосных толщ палеозоя в пределах Большого Донбасса. Эти работы осуществлялись И. Л. Никольским, Г. П. Новицкой, Ю. М. Романовым и др.; по Львовско-Люблинской впадине аналогичные работы велись И. З. Гонтовой, И. С. Слободянюк, М. Ф. Лебедевым и В. М. Кончиковым.

Высоко эффективным оказалось применение геофизических методов для структурно-петрографического картирования крупных площадей Украинской ССР. Благодаря широкому применению гравео-сейсмо- и электроразведки стало возможным составление структурных карт Днепровско-Донецкой впадины (М. В. Чирвинская), Предкарпатского прогиба (Б. Л. Гуревич), Крыма (Н. Г. Горшкова и И. И. Короленко),

юго-западной окраине Русской платформы (В. И. Клушин), северной и западной окраин Донбасса (И. А. Балабушевич) и др.

Геофизические исследования находят все большее применение при геологическом картировании закрытых районов докембрия Украинского кристаллического массива и вполне заслуживают более широкого применения.

РАБОТЫ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СЪЕМКАМ

Первые сводные геологические карты Украины были составлены в 70-е годы прошлого столетия, когда видные геологи того времени стремились систематизировать накопившиеся у них в процессе геологических и гидрогеологических исследований материалы. К ним относятся пластовая карта Донецкого каменноугольного бассейна, изданная Горным департаментом в 1872 г.; карта Киевской губернии проф. К. М. Теофилактова (1872), опубликованная в 1874 г.; карта Херсонской губернии Н. А. Барбот-де-Марни (1869а); геологическая карта Бессарабии м-ба 1 : 420 000, составленная И. Ф. Синцовым (1882), и ряд других. В настоящее время эти карты имеют лишь историческое значение.

Начало систематической работы по составлению геологических карт относится к периоду возникновения Геологического комитета (1882 г.).

СЪЕМКА М-БА 1:420 000 И СОСТАВЛЕНИЕ КАРТ М-БА 1:500 000

Составление геологических карт по данным систематической геологической съемки на Украине относится к периоду, когда Геологический комитет приступил к десятиверстной съемке Европейской России. Начало ее было положено в 1885 г. работами Н. А. Соколова (1889в) по картированию 48-го листа (Мелитополь). Позже были начаты работы еще по 7 листам десятиверстной карты. Однако полностью были закончены только 4 листа из 16, охватывающих территорию Украины.

Среди изданных материалов следует отметить труды Н. А. Соколова (1889в) и В. Д. Ласкарева (1914в), являющиеся наиболее обстоятельными сводками по геологическому строению 48-го и 17-го листов десятиверстной карты Европейской России. Иную оценку в свете современных требований получает работа П. Я. Армашевского (1903б). Эта работа во многих отношениях устарела и потеряла свое значение, что в значительной степени объясняется геологическими особенностями территории 46-го листа, охватывающего в основном Днепровско-Донецкую впадину на участке, имеющем очень мало естественных обнажений и покрытом мощным чехлом древнеаллювиальных и иного генезиса отложений широчайшей долины Днепра.

Работы по десятиверстной съемке проводились крайне медленно и были прерваны в 1914 г. империалистической войной. Это относится прежде всего к работам П. А. Тутковского по 16-му листу, В. И. Лучицкого по 31-му листу, В. А. Домгера по 47-му листу, Б. Л. Личкова по 32-му листу. Возобновлены они были лишь после Великой Октябрьской социалистической революции, когда развивающееся народное хозяйство страны предъявило геологам требование — срочно разрешить ряд проблем по выявлению полезных ископаемых (каолинов, бурых углей, огнеупорных глин и т. п.).

Для составления более детальной геологической карты, чем десятиверстная, Украинское отделение Геологического комитета, созданное в 1918 г., начало на Украине геологическую съемку трехверстного масштаба. Казалось бы развернувшаяся детальная съемка не должна была

явиться причиной прекращения работ по составлению обзорной карты. Между тем в результате недооценки важности окончания десятиверстной съемки она была прекращена, хотя по некоторым листам (31, 32-й) полевые исследования в основном были закончены и оставались лишь камеральные работы.

Прекращение работы по десятиверстной съемке имело еще и тот отрицательный результат, что районы, не охваченные трехверстной съемкой, оказались своего рода «белыми пятнами», о геологическом строении которых приходится судить не по материалам, последовательно собранным в процессе геологической съемки, а лишь по отдельным немногочисленным работам, выполнявшимся по специальным заданиям (северная часть Черниговской, Сумской и Луганской обл.).

В настоящее время совершенно очевидно большое научное и практическое значение сводных карт, в особенности такого масштаба, как 1 : 420 000 или 1 : 500 000, позволяющих планировать развитие народного хозяйства на основании конкретных материалов о геологическом строении большого региона. Поэтому спустя двадцать лет пришлось возобновить составление этих карт.

В 1947 г. было закончено составление комплексной геологической карты Украины (без западных областей) в м-бе 1 : 500 000. Указанная работа является наиболее полной сводкой современных представлений о геологическом строении и полезных ископаемых УССР.

В составлении этой карты участвовали геологи: Ю. Б. Басс, Е. А. Безнер, Н. Т. Вадимов, М. М. Жуков, П. К. Заморий, А. Н. Козловская, Д. М. Коненков, Ф. Е. Лапчик, Г. Я. Лепченко, Е. М. Матвиенко, Г. И. Молякко, Е. О. Новик и др. Общее руководство и редактирование этой работы осуществлял М. М. Жуков. В это же время гидрогеологами Украинского геологического управления была составлена в м-бе 1 : 500 000 гидрогеологическая карта.

Большой фактический материал, полученный Украинским геологическим управлением в результате буровых работ, проведенных в последние годы на территории кристаллического массива, позволил начать в 1951 г. составление структурно-петрографической карты докембрия в м-бе 1 : 500 000. Эта работа, выполнявшаяся под руководством А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой, закончена по всему кристаллическому массиву.

СЪЕМКА М-БА 1 : 126 000

Первые работы по трехверстной съемке относятся к дореволюционному периоду. Ими была охвачена сравнительно небольшая площадь (около 16 тыс. км²) северо-западной и западной окраин Донбасса (Борисьяк, 1905; Гапеев, 1927).

После Великой Октябрьской социалистической революции Украинским отделением Геологического комитета было запланировано составление в указанном масштабе геологической карты территории всей Украины. Однако эта задача не была выполнена. Всего в м-бе 1 : 126 000 было заснято только 84 планшета, охватывающих площадь 322 тыс. км², что составляет около 54% территории УССР.

Нужно отметить, что качество этой съемки было невысоким. Соседние планшеты, как правило, оказывались неувязанными между собой ни по геологическому содержанию, ни по методам изображения. На качестве работ сказывалась неудовлетворительная топографическая основа, составленная еще в 60-е годы прошлого столетия, на которой отсутствовали не только горизонтали, но и высотные отметки, что лишало воз-

возможности при геологическом картировании пользоваться гипсометрическими данными, совершенно необходимыми при съемке такого масштаба. В слабо обнаженных районах, какими являются, например, Полесье и значительная часть Днепроовско-Донецкой впадины, съемка не сопровождалась бурением. Иногда на всю большую площадь трехверстного планшета приходилось всего две-три буровые скважины глубиной до 30 м. В таких условиях у самих исполнителей съемки, как пишет Д. Н. Соболев, неоднократно появлялась малодушная мысль, не является ли трехверстная съемка преждевременной и сможет ли она в достаточной мере дать все, что обычно ожидается от детальной съемки.

И, действительно, многие исполнители представляли «закрытые» карты, слабо отражавшие геологическое строение территории. Не обеспечена была трехверстная геологическая съемка и надлежащими средствами для камеральных работ, которые выполнялись без химических, гранулометрических и других анализов. Однако, несмотря на все перечисленные недостатки, в результате трехверстной геологической съемки был собран большой фактический материал, давший много нового для понимания геологического строения Украины.

В связи с изложенным трехверстную геологическую карту нельзя считать полноценной и соответствующей своему масштабу. Только отдельные планшеты, выполнявшиеся высококвалифицированными исполнителями в районах с хорошей обнаженностью, могут быть приравнены к картам м-ба 1 : 200 000. В остальных случаях она по своему геологическому значению едва соответствует карте м-ба 1 : 500 000, а иногда и еще более мелкого.

СОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ М-БА 1:1 000 000

В 30-х годах текущего столетия Комитет по делам геологии при Совете Министров СССР предпринял составление геологической карты в м-бе 1 : 1 000 000 всей территории Советского Союза. Издавались отдельные листы карты в международной разграфке. Каждая трапеция сопровождалась объяснительной запиской, содержащей описание геологии и полезных ископаемых.

На основе этих планшетов в 1940—1941 гг. была составлена геологическая карта для всей площади УССР (под редакцией А. П. Герасимова), кроме площади Закарпатской области, воссоединенной с УССР после окончания Великой Отечественной войны. В настоящее время заканчивается работа по переизданию всех листов этой карты.

СЪЕМКА М-БА 1 : 200 000

В 1936 г. масштабы съемок были унифицированы, и Украинским геологическим управлением приняты в основном два масштаба 1 : 200 000 для обзорных карт всей территории УССР и 1 : 50 000 для детальных съемок отдельных промышленных районов.

С 1936 по 1940 г. были засняты в м-бе 1 : 200 000 обширная область левобережного Нижнеднепровья к югу от широты г. Запорожья (8 планшетов) и район развития соляных куполов Днепроовско-Донецкой впадины (6 листов). Съемка производилась в соответствии с установленной Комитетом по делам геологии методикой, с соблюдением принципа комплексности. По своему качеству она в общем удовлетворяет современным требованиям, предъявляемым к съемкам этого масштаба.

Кроме комплексной геологической съемки, в 1938—1939 гг. Украинским геологическим управлением было проведено специальное петрогра-

фическое картирование в м-бе 1 : 200 000 западной и части южной половины Украинского кристаллического массива, охватившее следующие планшеты: М—35—XXII—исп. Г. М. Коровниченко; М—35—XXIII и М—35—XXIX—исп. В. Г. Кривенко; М—35—XI—исп. М. И. Ожегова; М—36—XXXI и М—36—XXXIII—исп. Ю. И. Половинкина.

К 1936—1940 гг. относится также попытка Украинского геологического управления составить камеральным путем и издать геологическую карту м-ба 1 : 200 000 для территории всей Украины. В основу такой карты были положены главным образом материалы трехверстной геологической съемки, дополненные отдельными полевыми маршрутами и сбором данных по глубоким буровым скважинам. Таким образом, были составлены 27 планшетов, из которых 4 издано и 14 подготовлено к печати. Недочеты трехверстной съемки естественно сказались и на этих картах, обусловив их недостаточную обоснованность фактическим материалом и вследствие этого чрезмерную схематичность.

Эта работа была прервана войной и возобновление ее признано не целесообразным вследствие невозможности составить полноценные карты м-ба 1 : 200 000 без большого объема дополнительных полевых исследований.

После Великой Отечественной войны геологическое картирование в м-бе 1 : 200 000 возобновилось в первую очередь в двух регионах: Большом Донбассе и Днепровском буроугольном бассейне. За время с 1946 по 1954 г. произведена съемка следующих листов: М—37—XXV (Лозовая) — исп. И. И. Галака; М—37—XXXIII (Дебальцево) — исп. Д. Е. Айзенберг; М—36—XXVI (Смела) — исп. А. Н. Козловская; М—36—XXVII (Чигирин) — исп. В. А. Махинин и др.; М—36—XXVIII (Кременчуг) — исп. В. А. Махинин и др.; М—36—XXXIV (Пятихатки) — исп. В. А. Труханюк и Е. М. Матвиенко; М—36—XX (Канев) — исп. И. И. Галака, А. Н. Козловская, Е. М. Матвиенко и др.; М—35—XI (сев. часть), М—35—XII (сев. часть), М—36—VI (сев.-зап. часть, Полесье) — исп. А. Н. Козловская и В. С. Перельштейн; М—37—XXXI (Петропавловка) — исп. И. И. Галака, В. Н. Гладкий и Е. М. Матвиенко; М—36—XXXI, М—36—XXXVI и сев. половина М—36—II — исп. Н. Т. Вадимов, А. И. Жалдак и В. И. Шунько; М—36—XXXVI (Днепропетровск) — исп. В. Н. Гладкий и Е. М. Матвиенко; М—35—IV (южная часть), М—35—X (северная часть, Полесье) — исп. А. Н. Козловская и В. С. Перельштейн; М—35—XVI (северная половина) — исп. В. С. Перельштейн и А. Е. Фурса; М—36—XXXVI (Днепродзержинск) — исп. В. Н. Гладкий и Е. М. Матвиенко; М—36—XX (Умань) — исп. А. Е. Фурса.

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

РЕЛЬЕФ

Территория Украины представляет собой в основном низменные и равнинные пространства с абсолютными высотами до 300 м. Только отрезок дуги Карпат, расположенный на крайнем юго-западе УССР, представляет типичные средневысотные горы, поднимающиеся в среднем на 1000—1500 м над уровнем моря.

В общем плане поверхность рассматриваемой территории — плоско вогнутая. Наиболее пониженную ее часть занимает долина р. Днепра, разделяющего Украину на Правобережную и Левобережную.

По Днепру с севера на юг протягиваются переходящие одна в другую Полесская и Приднепровская низменности, занимающие северную и центральную части республики. На юге вдоль побережья Черного моря располагается Причерноморская низменность, восточная часть которой, примыкающая к Азовскому морю, называется Приазовской. В пределах низменностей относительные высоты колеблются до 150 м.

Поверхность всей территории Левобережной Украины постепенно поднимается к востоку и ограничивается Приазовской, Донецкой и отрогами Среднерусской возвышенности с абсолютными отметками до 240—350 м.

Поверхность Правобережной Украины поднимается к западу значительно резче. Здесь постепенно повышаясь, переходят друг в друга массивы Приднепровской возвышенности и Волыно-Подольского плато, в отдельных местах превышающего 400 м. Затем на юг от Волыно-Подольского плато, в Молдавской ССР высоты представлены Днестровской грядой, Хотинской возвышенностью и Кодрами в центре республики, достигающими почти 430 м высоты. И, наконец, на крайнем западе Карпаты занимают гипсометрически господствующее положение относительно поверхности УССР и МССР. За Карпатами, далее к юго-западу расположена незначительная по площади Закарпатская низменность.

Правобережная Украина, включая и Карпаты, значительно выше Левобережной. Следовательно, поверхность УССР в целом снижается к востоку, но в то же время большая часть территории имеет уклон к Днепру, т. е. в центр страны и на юг к Черному и Азовскому морям.

Амплитуда колебания крайних высот в пределах рассматриваемой территории превышает 2000 м. Но на подавляющей ее части, занятой равнинами, амплитуда колебания абсолютных высот не бывает больше 470 м. Что же касается колебания относительных отметок, то в равнинной части республики они на близком расстоянии нигде не превышают 200 м.

История происхождения рельефа часто довольно четко отражена во внешней форме поверхности отдельных районов и служит основанием для деления территории УССР и МССР на ряд крупных, суще-

ственно отличных друг от друга областей и районов. Главнейшие из них: область Карпат, включая Предкарпатье и Закарпатье в пределах УССР; область Правобережной возвышенности, включая и Молдавскую ССР; область Полесской низменности; область Левобережной Приднепровской низменности, район отрогов Средне-Русской возвышенности, район Запорожской внутренней равнины, область Причерноморской низменности, район Приазовской возвышенности и область Донецкого кряжа.

КАРПАТЫ

Карпатская горная страна, представляющая восточное продолжение альпийских горных сооружений, входит в пределы УССР сравнительно небольшим северо-восточным отрезком дуги, занимая крайний юго-запад республики. Отрезок Карпатской горной дуги, входящей в пределы УССР, носит название Лесистых, Восточных или Украинских Карпат. Собственно горные сооружения на территории УССР протягиваются в виде полосы, длиной 250—270 км, шириной 75—110 км.

Высота Карпат неодинакова. Горы заметно повышаются с северо-запада на юго-восток. Гребень главного водораздела представляет весьма извилистую линию, переходящую с одной кулисообразной цепи на другую. Наиболее низкой является северо-западная часть Карпат—Бещады, где абсолютные высоты не превышают 1000 м. Они состоят из ряда длинных более или менее параллельных хребтов, разделенных центральной продолговатой депрессией шириной до 20 км. Их вершины округлены, выпуклы и доверху покрыты лесами.

Центральная часть Советских Карпат — Горганы достигает высоты 1000—1700 м и более (горы Пекуй 1405 м; Попадья 1743 м; Сывуля 1818 м). Здесь хребты тянутся в виде зигзагообразной линии, имеют боковые отроги и заканчиваются островерхими конусами, или пиками, сложенными твердыми песчаниками. Последние образуют на хребтах и их склонах нагромождения глыб и каменные россыпи, называемые по-местному «горганы», откуда и происходит название этой части Карпат. Горганы характеризуются множеством поперечных долин, разделяющих их на отдельные массивы; эти долины в большинстве узкие, короткие, имеют крутые склоны.

Юго-восточная часть Карпат, или Гуцульские Альпы (Карпаты Покуття) представляют наиболее высокую часть Советских Карпат, где отдельные вершины поднимаются выше 2000 м (гора Говерла 2058 м, Петрос 2020 м, Чорна Гора 2007 м и др.). Они являются гипсометрическим центром Восточных Карпат и всей Украины вообще. Это довольно ровный массив, увенчанный круглыми скалами или пиками из плохо поддающихся разрушению твердых пород. Массив разделен широкими продольными долинами, выделяющимися отдельными хребты. За счет боковых кряжей массив значительно расширен. Склоны водоразделов ровные, пологие, имеют преимущественно округлый оглаженный вид, покрыты лесами и лугами. Обнажения скал и каменные россыпи встречаются относительно редко. Многочисленные дороги и тропы во всех направлениях, в том числе и вдоль водоразделов, пересекают Карпаты Покуття и связывают их в одно целое.

В этой части Карпат часто встречаются следы бывшего оледенения, как, например, цирки, заполненные водами озер, морены и др. Однако теперь горы нигде не поднимаются выше снеговой линии.

Многочисленные поперечные долины, являющиеся характерной чертой всей дуги Советских Карпат, в большинстве образуют много удобных переходов и перевалов. Важнейшими из них, прорезающими глав-

ный хребет, являются: Ужокский перевал, находящийся на высоте 889 м, Верецкий — 801 м, Яблоницкий — 941 м и многие другие. По ним проходят транспортные пути, в том числе и железнодорожные пути сообщения из г. Львова в Закарпатскую Украину и далее в Чехословакию, Румынию и Венгрию.

В целом Восточные Карпаты имеют рельеф, типичный для невысоких гор с выпуклыми или прямыми мягкими склонами. Только изредка там, где глубокие каньонообразные долины прорезают массивы изверженных пород, встречаются выходы кристаллических пород или каменные россыпи, нарушающие общий мягкий фон поверхности гор. Склоны внизу почти везде покрыты довольно густыми дубово-буковыми, а сверху сосновыми лесами, исчезающими на высоте около 1400—1500 м. Выше располагаются цветущие альпийские луга — гольцы или по-местному полонины, пышная и многокрасочная растительность которых смягчает суровость гор, образующих один из живописнейших уголков Советской Украины.

Предкарпатье — предгорная полоса шириной 30—60 км, протягивающаяся между Карпатами и Днестром с северо-запада на юго-восток, от долины Сана до Прута. Поверхность Предкарпатья сложена аллювиальными и частично ледниковыми отложениями.

От Карпат к Днестру местность снижается в виде уступов, представляющих правобережные террасы Днестра. Ровные поверхности террас расчленены долинами правых притоков Днестра на отдельные холмистые массивы, которые в виде отрогов снижаются к северо-востоку, к долине Днестра. Абсолютные отметки Предкарпатья колеблются в пределах 300—500 м.

Юго-восточная часть Предкарпатья между Днестром и Прутом также носит название Покуття. Отличительной чертой рельефа здесь являются карстовые формы, представленные воронками, которые по-местному называются «вертеби».

На крайнем северо-западе к Предкарпатыю примыкает Сано-Днестровская низменность, за которой на востоке начинается Вольно-Подольское плато. Сано-Днестровская низменность представляет собой проходную долину между верховьями рр. Сан (система Вислы) и Днестра. Это — заболоченное песчаное пространство, характеризующееся довольно плоской поверхностью. Абсолютные высоты большей ее части превышают 200 м над уровнем моря.

Закарпатье представляет переходную зону от Карпатских гор к Средне-Дунайской низменности и является крайней северо-восточной частью последней. Карпаты опускаются к этой низменности в виде уступов, короткие отроги которых переходят в наклоненную к юго-западу равнину Тиссы с абсолютными отметками от 100 до 200 м.

Непосредственно к Карпатам примыкает хребет *Выгорлат*, сложенный вулканическими породами и расчлененный поперечными долинами. Закарпатская низменность в значительной своей части покрыта аллювиальными и пролювиальными песчано-глинистыми и галечниковыми отложениями. Поверхность ее в основном плоская, только изредка среди равнины поднимаются холмы высотой 30—50 м, сложенные, как и Выгорлат, вулканическими породами.

ПРАВОБЕРЕЖНАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Правобережная возвышенность занимает большую часть Правобережья Украины, протягиваясь с северо-запада на юго-восток — от западных государственных границ до Днепра (одновременно мы рас-

смаатриваем и рельеф Молдавской ССР). На юге описываемая территория граничит с Причерноморской низменностью. На западе граница с последней приблизительно совпадает с границей Молдавской ССР, а в УССР она проходит по линии: Ямполь (на Днестре) — Вознесенск (на Южном Буге) и Каменка-Днепровская (Белозерский лиман), соответствуя южному пределу выходов докембрийских кристаллических пород. И, наконец, на севере Правобережная возвышенность граничит с Полесской низменностью, граница с которой хорошо выражена в виде довольно резкого 4—6-метрового уступа плато, прослеживающегося приблизительно по линии (с запада на восток) Владимир-Волынский — Луцк—Ровно—Шепетовка—Бердичев—Житомир—Фастов—Киев.

Правобережная возвышенность представляет собой плато, наклоненное с северо-запада на юго-восток и юг. В большей своей восточной части возвышенность соответствует Украинскому кристаллическому массиву. Западная часть возвышенности, начиная приблизительно с восточных границ Хмельницкой области, соответствует области развития мезокайнозойских осадочных отложений.

Топографически поверхность плато неоднородна, что служит основанием для выделения в пределах возвышенности ряда районов, главнейшие из которых: Волынское плато, Подольское плато и Приднепровская возвышенность. Впрочем, в рельефе между ними не существует резко выраженных границ.

Волынское плато расположено в северо-западной части возвышенности, приблизительно между Западным Бугом, верховьями Тетерева, верховьями Южного Буга и Полесьем. Оно представляет собой волнисто-равнинную поверхность, наклоненную в сторону Полесья. В пределах западных областей плато сильно расчленено речными долинами, которые делят его на отдельные, слегка выпуклые массивы. Они имеют свои названия, как, например, Пелчанское плато, Ровенское, Збытинское, Острожское и др. Абсолютные высоты их достигают 300—400 м. Местами встречаются столообразные плато с крутыми северными уступами, довольно глубоко изрезанные долинами рек.

Наиболее возвышенная часть такого плато расположена у г. Кременца. Здесь плато в виде отдельных участков, уцелевших от размыва, довольно круто подымается над речными долинами на 200—250 м, отчего создается впечатление живописного горного рельефа. Это впечатление усиливается крутыми обрывистыми каменистыми или скалистыми вершинами, с которыми, по-видимому, связано возникновение названия «Кременецкие горы».

Восточная часть Волынского плато имеет менее глубоко врезанную гидрографическую сеть и потому эта часть его представляет более или менее цельный массив типа столового плато. Ввиду того, что в его строении принимают участие меловые отложения, на поверхности нередко встречаются карстовые воронки или блюдца, многие из которых заполнены водой и образуют озера — «окна» с чистой прозрачной водой, питаемые главным образом подземными источниками.

Подольское плато начинается на западе Ростошьем, с которым оно связано незаметным переходом. Ростошье или Львовско-Томашевское плато — район, расположенный между рр. Сан и Западный Буг. Оно представляет собой в пределах УССР хребтообразный крайний северо-западный выступ Правобережной возвышенности и является водоразделом между указанными реками. Притоки рр. Сан и Западный Буг довольно резко и глубоко расчленяют Ростошье в восточной части своими каньонообразными долинами, направленными в противоположные стороны, откуда и происходит название «Ростошье».

Поверхность его водораздельных участков холмиста или имеет вид плосковерхих кряжей, но не имеет резких колебаний высот. Это типичный эрозионный рельеф. Максимальная высота Ростоцья достигает 400 м, средняя его высота 320—350 м, а над окружающей местностью Ростоцье поднимается на 100—150 м.

К юго-востоку от Ростоцья начинается собственно Подольское плато, которое на западе занимает пространство между Волынским плато и Днестром, затем в виде довольно широкой полосы протягивается на юго-восток, захватывая верхнюю половину междуречья Днестр — Южный Буг. Здесь оно образует их водораздел, который далее на юго-востоке теряется в Причерноморских степях. Западная часть Подольского плато, примыкающая непосредственно к Ростоцью, называется Опольем. Ополье — район, расположенный между Ростоцьем и долиной р. Золотая Липа. Он представляет собой наиболее высокую часть Подольского плато и вообще Правобережной возвышенности. Максимальные высоты расположены у г. Бобрка (г. Камула в южной части Львовской обл.), где отдельные участки достигают 477 м абсолютной высоты.

К востоку, в Центральную Подолию, главным образом к югу, к Днестру, плато понижается. Центральная и западная части Подольского плато представляют собой полого всхолмленную равнину, наиболее возвышенные части которой — водоразделы — чаще всего характеризуются плоской поверхностью, усеянной обширными пологими подами. Речные долины там хотя и составляют густую сеть, но они широкие, хорошо разработанные и не образуют резких контрастов.

Исключение в рельефе Центральной Подолии представляют так называемые Медоборские горы или толтры. Они начинаются западнее верховьев р. Збруч и тянутся далеко к юго-юго-востоку до гг. Каменец-Подольского и Хотина, затем продолжают в МССР. Это скалистая дугообразная гряда, высота которой у г. Подкамень достигает 443 м. Над окружающей равниной эта гряда поднимается на 60—65 м. Толтры представляют собой барьерный риф миоценового моря, образованный мшанковыми, мембранипоровыми и ракушечниковыми известняками. Поверхность толтр обычно свободна от четвертичных отложений и потому ее неровности резко выделяются в рельефе скалистыми и карстовыми формами, имеющими довольно живописный вид.

Длина Медоборских гор достигает 250 км, ширина 15—20 км. Форма толтр различна. То они возвышаются в виде вытянутого вала, то в виде отдельных конусообразных холмов, а иногда имеют форму аттолов; наиболее распространенной формой являются кряжи в виде вытянутых валов шириной до 0,5 км. Поверхность их большей частью волниста, склоны выпуклые.

Большая, приднестровская часть Подольского плато отличается некоторыми особенностями: она сильно и довольно густо изрезана глубокими каньонообразными долинами левых притоков Днестра. Долины имеют глубину до 200 м, крутые обрывистые склоны и узкое дно. Реки, по ним протекающие, имеют горный характер. Их русла и берега скалистые, дно порожистое, течение быстрое. Выветрелые и размытые известняки, обнажающиеся на склонах долин, образуют скалы различной формы — в виде колонн, столбов, гигантских грибов или хаотического нагромождения больших глыб.

Плато приднестровской части Подольской возвышенности как бы состоит из отдельных узких, длинных и параллельных, меридионально ориентированных полос. Поверхность его водораздельных пространств

езде сложена лёссами и имеет довольно плоский или волнисто-холмистый характер. Такое впечатление, однако, создается только в пределах водораздельных плато, если же смотреть с долин вверх на склоны плато, то рельеф производит впечатление довольно расчлененной горной страны.

Лёссовый покров, довольно высокое гипсометрическое положение плато и неравномерное выпадение осадков способствуют значительному развитию овражно-балочной сети, особенно в юго-восточной части плато — в междуречье Днестра и Южного Буга.

Территория Молдавской ССР, в которую переходит Подольское плато, несколько обособлена от последнего долиной Днестра. Здесь выделяются: на севере Хотинская возвышенность, на северо-востоке Днестровская гряда, в центре — возвышенность Кодры. Между этими тремя возвышенностями лежит плоская впадина — Белецкая степь, или Северо-Молдавская пониженная равнина. К югу от Кодр расположена Буджакская степь, которая понижается в сторону Черного моря и переходит в пределы УССР — в Причерноморскую низменность.

Хотинская возвышенность — волнистая равнина, высота которой в пределах республики составляет 250—300 м. Наиболее характерной особенностью ее западной части являются Толтры, которые протягиваются сюда из Центральной Подолии.

Днестровская гряда вытягивается вдоль правобережья Днестра далее к югу, образуя его высокий «гористый» берег. Высоты и здесь не превышают 250—300 м, но поверхность сильно расчленена глубокими долинами и балками и представляет собой большей частью округлые, куполообразные холмы, покрытые лесом.

Белецкая степь значительно менее расчленена. Общий полого-волнистый сглаженный характер поверхности здесь нарушается лишь растущими оврагами.

Относительные превышения колеблются в пределах 150—200 м. Только отдельные холмы, разбросанные по равнине, поднимаются до 250 и даже 300 м, резко выделяясь на фоне равнины.

Кодры — наиболее высокая часть Молдавской ССР, их средние абсолютные высоты 280—350 м. Максимальная высота Кодр достигает 429 м. Поверхность Кодр довольно густо и глубоко расчленена речными долинами и овражно-балочной сетью. Вследствие этого разница относительных высот между узкими, продолговатыми вершинами плато и днищами долин на близком расстоянии достигает 150—180 м. К югу и юго-востоку в Буджакской степи высоты постепенно понижаются до 160 м, и она незаметно сливается с Причерноморской низменностью. Только на крайнем юго-западе Буджакской степи расположен изолированный островок Баймаклийских высот, поднимающихся на 200—256 м над уровнем моря. Поверхность здесь также довольно густо изрезана овражно-балочной сетью.

Приднепровская возвышенность начинается на востоке у верховьев р. Тетерева и широкой полосой протягивается на юго-восток до Днепра, занимая междуречье Днепра и Южного Буга. Формы поверхности плато в значительной степени отражают рельеф поверхности Украинского кристаллического массива. Характер кристаллического ложа прежде всего отражается на гипсометрии района. В местах, где поверхность докембрийских пород выше, и поверхность плато выше, и наоборот. В связи с этим и гребень водораздела между бассейнами Днепра и Южного Буга проходит несимметрично, приближаясь в западной части к Южному Бугу, а в центральной и восточной — к Днепру.

Максимальные отметки расположены в северо-западной части возвышенности. У г. Казатина абсолютные высоты достигают 300—320 м, у Южного Буга, к востоку от Винницы — 300 м. Водоразделы, занимающие здесь значительные территории, имеют вид широких волнисто-равнинных лесостепных пространств. Далее в направлении на юго-восток поверхность постепенно и волнообразно понижается. Центральная и восточная части возвышенности значительно ниже. К западу от рр. Синюха — Гнилой Тикич отметки водоразделов колеблются в пределах 280—240 м. К востоку от р. Синюхи высоты постепенно падают от 260 до 220 м.

Восточная часть Приднепровской возвышенности, примыкающая к Днепру, еще ниже. Отметки даже в северной, более высокой ее половине не превышают 170—190 м. И, наконец, на крайней восточной границе описываемого района, в излучине Днепра, склоны возвышенности обрываются к Днепру уступом высотой 154—137 м. К югу Приднепровская возвышенность понижается очень плавно. Там однообразно плоская степная поверхность сливается с Причерноморской низменностью.

Рельеф северной половины центральной и восточной частей возвышенности довольно сложный. Поверхность здесь сильно размыта, изрезана проходными (мертвыми) долинами и представляет собой, хотя и пологие, но обособленные и довольно узкие участки возвышенного плато. Местами, как например, в Шполянском районе, относительное превышение высот на близком расстоянии достигает 40—80 м и создает глубоко волнистый рельеф. Склоны речных долин и балок нередко спускаются под углом до 45°, а их глубокие днища образуют весьма извилистые лабиринты проходов между возвышенными участками плато. Не менее характерной особенностью этой части возвышенности является значительная густота овражно-балочной сети, увеличивающаяся на восток к Днепру. Для южной половины Приднепровской возвышенности характерно развитие балочной сети и редкие овраги. Водоразделы представляют здесь плоские, равнинные степные пространства, однообразно протягивающиеся на десятки километров между редкими речными долинами.

ПОЛЕССКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Полесская низменность является частью обширной Полесской области Русской равнины, расположенной в бассейне р. Припяти. В пределы УССР она входит лишь своей южной окраиной и занимает северо-западную часть республики, простираясь в виде неширокой полосы от западных границ УССР до Днепра.

Абсолютные отметки Полесской низменности колеблются в довольно значительных пределах. Наибольшие высоты, около 270 м, расположены у ее южной границы (у Шепетовки, Корнина и др.). К северу и северо-востоку поверхность заметно понижается. На крайнем северо-востоке ее абсолютные отметки равны 130 м. Таким образом, амплитуда колебания указанных отметок достигает 140 м. Но ввиду того, что превышения распределяются на большом протяжении, значительных уклонов не образуется и условий для глубокого вреза рек здесь не существует. В общем наклоненная к северу и востоку плоская поверхность Полесской низменности довольно значительно изрезана сетью рек, но тем не менее характер поверхности не создает впечатления расчлененности. Речные долины врезаны слабо, их склоны очень пологие, безовражные, водоразделы низкие, плоские, чаще всего не поднимающиеся более чем на 5—10 м над дном долины, а часто и вовсе не выраженные.

Ландшафт Полесской низменности на значительных пространствах довольно однообразный. Здесь наблюдается непрерывное чередование возвышенных песчаных и заболоченных пространств. Безлесные болота, расположенные на водоразделах, носят местное название «гала». Только изредка на поверхности Полесья встречаются невысокие одинокие кряжи или холмы слабо выпуклой формы. Эти кряжи и холмы, как, например, Словечанско-Овручский, Белокоровичско-Топильянский, Озерянский и др., являются реликтовыми выступами плотных пород. Они поднимаются над окружающими заболоченными пространствами на 60—80 м и иногда густо и глубоко изрезаны оврагами.

ДНЕПРОВСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Днепровская низменность занимает всю северную половину Левобережной Украины, протягиваясь широкой полосой с северо-запада на юго-восток, параллельно Днепру. На севере низменность уходит за пределы УССР. На востоке она ограничивается западными склонами Средне-Русской возвышенности, представляющими всхолмления высотой 200—240 м.

На юго-востоке Днепровская низменность граничит с Донецким кряжем, на юге — с так называемой Запорожской внутренней равниной, граница с которой проводится по р. Самаре. И, наконец, на западе, на всем протяжении естественной границей Днепровской низменности является р. Днепр.

Днепровская низменность имеет в общем плоскую поверхность, незначительно наклоненную с севера на юг и с востока на запад. У восточных границ абсолютные отметки часто превышают 200 м, на западе, у Днепра, в средней части низменности, они снижаются до 90 м. На севере отметки также превышают 200 м, достигая севернее р. Десны 209 м, тогда как на юго-западе низменности абсолютные отметки снижаются до 54 м (Каменка возле Днепропетровска).

Северная часть Днепровской низменности в пределах УССР представляет сильно заболоченный бассейн Десны, имеет типично полесский ландшафт, в связи с чем называется Деснянским или Черниговским Полесьем, и является продолжением Припятского Полесья. Вся остальная, большая половина Днепровской низменности представлена степными и лесостепными пространствами и часто называется собственно Днепровской низменностью.

По особенностям рельефа и его происхождению в пределах Днепровской низменности выделяются следующие главнейшие районы:

- 1) Днепровско-Деснянская террасовая равнина;
- 2) Полтавская равнина;
- 3) отроги Средне-Русской возвышенности и Придонецкое плато (Соболев, 1929).

Днепровско-Деснянская террасовая равнина расположена в северо-западной и западной частях низменности и непосредственно примыкает к Днепру полосой, суживающейся вниз по течению по линии от Глухова на Прилуки — Пирятин — Хорол до устья р. Самары. Она характеризуется прежде всего хорошо выраженной равнинной поверхностью.

Ее рельеф, если не считать речных долин, пересекающих равнину главным образом в направлении с востока на запад, расчленен крайне слабо. А придеснянская часть равнины характеризуется и малой глубиной долин, пологими склонами, типичными для полесских рек, и почти полным отсутствием хорошо разработанных балок.

Полтавская равнина или плато занимает наибольшую часть Левобережной низменности. На северо-западе она граничит с Днепровско-Деснянской террасовой равниной по линии, упомянутой выше. Эта граница выражена уступом, иногда хорошо наблюдаемым в рельефе. На востоке граница Полтавской равнины выражена нечетко и местами незаметна в рельефе. Только возвышенные уступы Средне-Русской возвышенности, входящие в пределы УССР, служат основанием для выделения крайней восточной части республики в отдельный по характеру рельефа район.

Большая часть плато наклонена на юго-запад и имеет отметки от 200 до 150 м; только его юго-восточная часть, представляющая водораздел между системой Днепра и Северного Донца, имеет абсолютные отметки 220—230 м.

Плато, таким образом, представляет собой несколько повышенную равнину, поверхность которой имеет плоско-увалистый характер, обусловленный сильно развитой долинно-балочной сетью. Балки, хотя и значительно разветвлены, однако большей частью далеко на водоразделы не заходят. Водоразделы местами прорезаны мертвыми (проходными) долинами, но тем не менее большие их площади обычно представляют ровные степные пространства, усеянные лишь многочисленными подами. Значительно расчленена только западная окраина плато и высокие (преимущественно правые) берега рек и балок, своим гипсометрическим положением способствующие развитию глубоких, крутостенных и длинных оврагов.

В пределах описываемого плато, кроме того, встречаются отдельные изолированные холмы округлой или продолговато-округлой формы, как, например, «гора Золотуха» у г. Ромны, Исачковский холм, расположенный у слияния рр. Сулы и Удая, поднимающийся над уровнем Сулы на 56 м, и др.

Отроги Средне-Русской возвышенности входят в пределы УССР в виде выступов вдоль северо-восточной границы республики. Они представлены в УССР неширокой полосой глубоко волнистого плато, высотой 200—260 м над уровнем моря. Описываемый район характеризуется хорошо развитым долинно-балочным рельефом, нередко осложненным довольно глубокими оврагами. Глубина врезки долин на участках между гг. Харьков—Сумы достигает 75—100 м. Широкие, пологие, но глубокие балки расчленяют водораздельные пространства на узкие и извилистые участки, которые вместе с древними могилами, на них расположенными, напоминают гребни хребтов, рельефно возвышающиеся над окружающей местностью.

Северная часть рассматриваемой полосы (северо-восток Сумской области) называется иногда Придеснянским плато. Его поверхность отличается от вышеописанной наличием карстовых образований.

Крайняя юго-восточная часть рассматриваемой полосы отрогов Средне-Русской возвышенности, расположенная к северу от Донецкого кряжа (Луганская область), называется Придонецким плато. На севере его наиболее высокие точки имеют абсолютные отметки 220—240 м, на юге 150—195 м. Таким образом, плато имеет общий наклон с севера на юг. Поверхность его в общем равнинная, но не ровная и характеризуется значительным колебанием относительных высот. Реки, текущие здесь преимущественно в меридиональном направлении, делят плато на ряд обособленных узких полос, вытянутых в том же направлении. Правые высокие берега, поднимающиеся иногда на 53—54 м над уровнем рек, обычно густо изрезаны оврагами и балками. Иногда эти последние, сливаясь, образуют островные «горы», как, на-

пример, Городищенская «гора», расположенная в долине р. Деркул, около с. Деркул, и др. Левобережья рек характеризуются более спокойным рельефом. Место оврагов здесь занимают балки. Они располагаются параллельно и тянутся в виде длинных неглубоких, но широких ложбин с пологими склонами, иногда на значительное расстояние от речных долин.

Описанная выше Левобережная Приднепровская низменность связана с Причерноморской низменностью Запорожской внутренней равниной, иначе называемой «Гуляй Поле».

ЗАПОРОЖСКАЯ ВНУТРЕННЯЯ РАВНИНА

На севере эта равнина ограничена р. Самарой, на востоке — Донецким кряжем, на юге — Приазовской возвышенностью и Причерноморской низменностью. Граница с этой последней проводится приблизительно (с запада на восток) от Конкских плавней по р. Конке до восточных окраин Приазовской возвышенности. На западе границей рассматриваемого района является р. Днепр на участке Днепропетровск—Запорожье—Конкские плавни.

Ее наибольшие высоты расположены на юго-востоке, на границе с Азовским плато, где абсолютные отметки достигают 212—239 м. Наиболее понижена равнина на севере в долине р. Самары, где поверхность снижается до 106—64 м. Наклон большей части равнины направлен к северу, только крайняя западная ее часть, примыкающая к Днепру, имеет общий наклон к югу.

Поверхность Запорожской внутренней равнины весьма слабо расчленена и представляет собой одно из наиболее равнинных пространств УССР. Только реки, вскрывающие кристаллические породы, и редкие овраги, прорезающие склоны долин, изредка нарушают монотонно-равнинный характер степи.

ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Причерноморская низменность занимает весь юг УССР, протягиваясь вдоль северных берегов Черного и Азовского морей. На крайнем юго-западе она ограничивается р. Дунаем, за которым далее простирается Добруджа, на севере — Молдавской ССР и южным краем Украинского кристаллического массива, на северо-востоке — Приазовской возвышенностью и, наконец, на крайнем востоке — уходит за пределы республики, на территорию РСФСР. Ширина Причерноморской низменности не везде одинакова. В центре республики — между Молдавской ССР и Приазовским плато — она наиболее расширена и простирается с севера на юг, местами достигая 175 км. На западной и восточной окраинах она суживается до 50 км и менее, и местами представляет собой довольно узкую прибрежную полосу.

В гипсометрическом отношении поверхность низменности не представляет значительных контрастов. Западная, восточная и северная окраины несколько приподняты, южная опущена. Между Днестром и Южным Бугом лежат ее максимальные высоты — 152—159 м. Центральная часть низменности у северных границ имеет абсолютные отметки 120—140 м, на востоке — у р. Кальмиус, на подступах к Приазовской возвышенности — около 150 м. Падение поверхности в сторону моря происходит спокойно. Она расчленена довольно редкой сетью речных долин, склоны которых часто круто обрываются к рекам. Глубина вреза крупнейших рек колеблется от 75 м (в северной части) до 20—25 м (в южной). Характерной особенностью долин крупных рек являются

плавневые массивы. Это расширенные, часто заболоченные поймы больших рек. Крупнейшие массивы расположены в низовьях Дуная площадью около 550 км^2 , по Днепру у Херсона — 450 км^2 , ниже Запорожья — Конкские плавни площадью около 400 км^2 и др.

Долины рек принимают большое количество балок и редкие овраги. Балки имеют преимущественно меридиональное направление, представляют собой длинные пологие долины, верховьями и склонами незаметно сливающиеся с водораздельными пространствами.

Водоразделы представляют собой плоскую, почти горизонтальную поверхность, которая иногда незаметно спускается к морю. Лишь кое-где пологие верховья балок или изредка разбросанные по степи могилы, высшие точки которых иногда достигают 160 м., нарушают равнинность южно-украинских степей. Наибольшей равнинностью отличается правобережная часть низменности — от Дуная до Днепра. Левобережье низовьев Днепра занимают крупные песчаные массивы площадью около 1600 км^2 известные под названием Алешковских песков. Главной особенностью части территории Причерноморской низменности, расположенной между меридианом Каховки — Днепром и р. Молочной, являются многочисленные поды, нередко очень крупных размеров. И, наконец, приазовская часть низменности, представляющая узкую прибрежную полосу, отличается лишь слабо-волнистым характером поверхности.

ПРИАЗОВСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Приазовская возвышенность или плато простирается с запада на восток и северо-восток вдоль побережья Азовского моря, приблизительно от верховьев р. Молочной до верховьев р. Кальмиуса, ограничивая с севера Приазовскую низменность. На севере возвышенность граничит с Запорожской внутренней равниной и Донецким кряжем.

Наиболее возвышенные водораздельные участки плато расположены на западе, где абсолютные отметки иногда превышают 300 м. Над волнистой поверхностью плато нередко поднимаются холмы — могилы антропогенного происхождения, а также изолированные останцы кристаллических пород в виде вершин, называемые здесь «каменными могилами». Крупнейшие из останцев: Каменная Могила, Корсак-Могила, Токмак-Могила (или Синяя гора) и Бельмак-Могила (или Горелая). Последняя поднимается на 327 м над уровнем моря и является наивысшей точкой Приазовья. Центральная часть водораздела снижена до 230—250 м. Далее к востоку поверхность опять несколько повышается и достигает на «Могиле Капитана» 285 м. Плато имеет общий уклон к югу и довольно сильно расчленено на отдельные массивы глубокими долинами стекающих в том же направлении рек. Склоны долин изрезаны густой сетью оврагов и балок, обнажающих кристаллические породы, которые придают верховьям рек горный характер.

ДОНЕЦКИЙ КРЯЖ

Донецкий кряж, или Донецкая возвышенность расположена на крайнем востоке УССР, к югу от среднего течения р. Северный Донец. На востоке кряж уходит за пределы УССР, граница на западе с Запорожской внутренней равниной и на юге с Приазовской возвышенностью условна и проводится по крайним восточным выходам докембрийских кристаллических пород Украинского кристаллического массива.

Донецкий кряж значительно приподнят и представляет собой наиболее возвышенный район Левобережной Украины. Он образует водораздел между системой Северного Донца и реками, впадающими в Азовское море. Наиболее возвышенная часть водораздела в виде широкой плоской полосы, протягивающейся с запада на восток, называется Дебальцево-Ивановским хребтом. Склоны его довольно пологие. Он имеет в длину около 120 км и абсолютные высоты, местами превышающие 350 м. В его центральной части или Нагольном кряже находятся высшие точки Донецкого бассейна и Левобережной Украины вообще: Могила Мечетная с абсолютной высотой 369 м, Острая Могила — 357 м, Кортушанская — 363 м и др.

На север и на юг от главного водораздельного хребта идут параллельные ответвления, высоты которых довольно быстро падают до 150 м. На севере, в долину Северного Донца, плато обрывается крутым уступом, на юге оно переходит в Приазовскую возвышенность, а на юго-востоке постепенно сливается с прилегающей равниной.

Густая сеть речных долин, оврагов и балок, глубоко врезающихся в плато, создает местами хорошо расчлененный рельеф с большими колебаниями относительных высот, амплитуда которых достигает на близких расстояниях 100—200 м. Крутые склоны обособленных массивов на берегах балок и рек, часто покрытые лесками, нередко производят впечатление живописного горного ландшафта.

ГИДРОГРАФИЯ

Распределение различных типов поверхностных вод на территории Украины неравномерное. Оно связано прежде всего с климатом, значительно меняющимся в пределах УССР, и поэтому носит черты зональности, отражая природные условия основных ландшафтно-географических зон. Полесье, например, характеризуется довольно развитой сетью рек, относительно большим количеством мелких пресных озер и широким распространением болот. Лесостепь при значительном развитии речной сети, прудов и водоемов (на Правобережье) уступает Полесью по количеству озер и заболоченности. Горные районы Карпат, при максимальном (для УССР) развитии речной сети отличаются слабым распространением типов поверхностных вод. Наконец, степная зона вообще бедна поверхностными водами. Значительные площади вовсе не имеют стока, мелкие реки систематически пересыхают, озера (лиманы), хотя и часто встречаются на побережье моря, но отличаются засоленностью.

Среди различных типов поверхностных вод на территории УССР господствующее положение принадлежит рекам.

РЕКИ. ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Почти вся территория УССР орошается системами рек бассейнов Черного и Азовского морей: Днепра, Северного Донца, Южного Буга, Днестра и Дуная. К бассейнам Черного и Азовского морей принадлежит 96% рек Украины, которые охватывают около 93% площади республики. Только крайний северо-запад в пределах Верхне-Бугской котловины (Львовская область) дрoшается рр. Сан и Западный Буг — притоками Вислы, принадлежащей к бассейну Балтийского моря. На долю бассейна Балтийского моря приходится всего лишь около 4% рек, охватывающих 2,5% территории УССР (около 4,5% территории УССР приходится на бессточные области).

По данным Института гидрологии и гидротехники АН УССР, речная сеть Украины состоит приблизительно из 22 197 больших и малых рек и ручьев общей протяженностью около 150 тыс км. В это число входят все малые водотоки, независимо от их длины, в той или иной степени получающие питание за счет подземного стока.

Характерной особенностью речной сети Украины является огромное преобладание в ней мелких водотоков. Так, водотоков длиной до 10 км насчитывается около 19 200, или более 86% всего количества рек. Их протяженность приблизительно 64 тыс. км. Рек длиной свыше 10 км насчитывается около 3000, их общая протяженность около 86 тыс. км. В том числе рек длиной от 10 до 100 км насчитывается 2896, или 13%, от общего количества, рек длиной от 100 до 500 км — 98, или около 0,5%, и только семь рек (Днепр, Горынь, Десна, Ингулец, Северный Донец, Южный Буг и Днестр) протекают в пределах Украины на протяжении, превышающем 500 км.

Нужно отметить, что среди этих семи рек Днепр является крупнейшей водной артерией. Днепр — третья по величине (после Волги и Дуная) река Европы, протекает в пределах Украины в направлении на юг и юго-восток на протяжении более 1200 км. Роль Днепра в развитии естественных условий, равно как и его хозяйственная роль, определяется тем, что к его системе принадлежит основная масса рек. Из общего количества 3000 свыше 1326 рек принадлежит к бассейну Днепра, или 45% всех рек УССР длиной более 10 км. Днепр, как крупнейшая река республики, лежит в основе исторически сложившегося деления Украины на Правобережную и Левобережную. В этом смысле и в дальнейшем нами употребляются термины «Правобережная» и «Левобережная» Украина.

Все реки УССР группируются по 11 главным бассейнам (см. карту гидрографической сети рек УССР, рис. 1).

Площадь УССР¹ 602 600 км²; таким образом, коэффициент густоты речной сети в среднем для республики составляет несколько более 0,25 км/км². Однако средний коэффициент — величина мало показательная, так как густота сети весьма различна и колеблется в различных районах в зависимости от количества осадков, рельефа, степени водопроницаемости почв и грунтов, растительного покрова и других факторов в пределах от 1 км/км² до 0,05—0 км/км². Так, сеть рек на Правобережье заметно гуще, чем на Левобережье, но еще большее различие в развитии речной сети выступает при сравнении запада и севера (Карпат, Полесья и лесостепи) с югом и юго-востоком (степью). Значительной густотой сети, около 0,5 км/км², характеризуются некоторые районы Волино-Подольского плато, Донбасса и Полесья.

Слабо развита речная сеть на юге Украины и в некоторых районах левобережной Средне-Днепровской низменности, где коэффициент густоты в среднем не превышает 0,1 км/км². Кроме того, значительные пространства юга, как, например, левобережье нижнего Днепра, вплоть до Крыма и Азовского моря, районы низовий Южного Буга, Ингульца и др. вовсе не имеют рек и представляют бессточную область площадью около 25 тыс. км².

Гидрографические особенности рек Украины довольно разнообразны, они обусловлены орографией ее поверхности, характеризующейся значительным колебанием высот. По гидрографическим особенностям (главным образом по величине уклонов) реки УССР делятся на три большие группы или типа: горные реки, реки плато и реки низменностей. Границы между указанными типами провести трудно, так как они связаны посте-

¹ Без Крыма.

пенными переходами. Одна и та же более или менее крупная река на различных участках течения может быть представлена всеми тремя типами, причем каждый из этих типов довольно отчетливо различается в пределах УССР. Особенно резко это различие выступает при сравнении малых рек, не выходящих из пределов однородных областей.

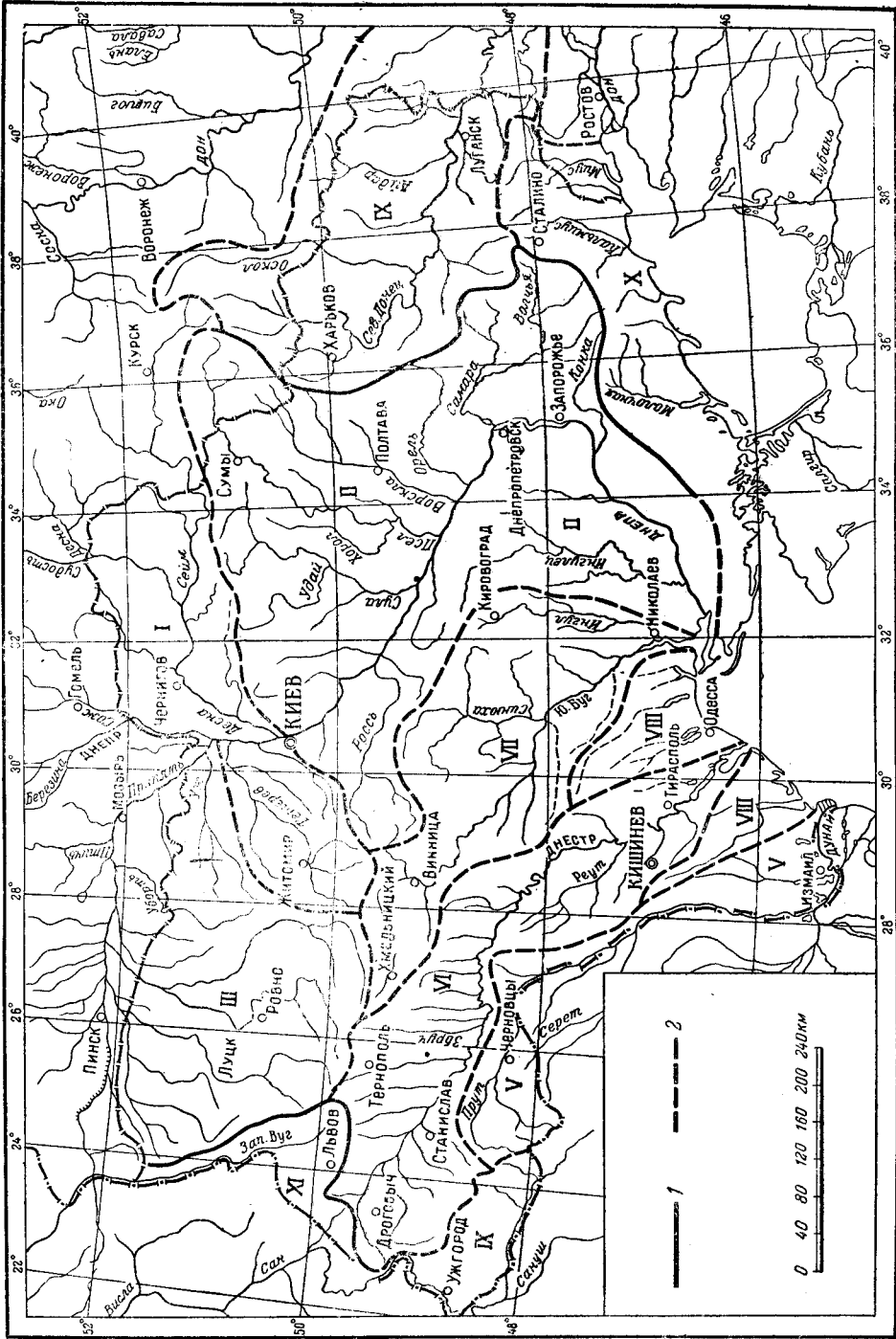


Рис. 1. Карта гидрографической сети рек УССР (составлена Институтом гидрологии и гидротехники АН УССР) 1 — граница области стока крупнейших морских бассейнов; 2 — граница области стока речных бассейнов; I — бассейн Днепра до Киева; II — бассейн Днепра ниже Киева; III — бассейн правобережья Припяти; IV — бассейн Тиссы; V — бассейн Южного Буга; VI — бассейн Южного Буга; VII — бассейн Днестра; VIII — малые реки побережья Черного моря; IX — бассейн Северного Дона; X — Прута вплоть до устья; XI — малые реки бассейнов Сана и Западного Буга

По гипсометрическим особенностям в пределах равнинной части УССР довольно отчетливо выделяются возвышенные равнины типа плато и низменности.

Реки возвышенных равнин типа плато (реки бассейнов Южного Буга, правобережной части Среднего Днепра, Днестра и др.) характерны для Вольно-Подольской возвышенности, расположенной на западе УССР и имеющей между Тернополем и Хмельницким максимальные отметки 400—436 м; Приднепровской возвышенности, расположенной на правобережье Среднего Днепра, отметки которой в районе Казатина достигают 300—311 м; Приазовской возвышенности, протягивающейся вдоль побережья Азовского моря с высотами около 300 м и, наконец, для Средне-Русской возвышенности, входящей на востоке в пределы республики своими южными отрогами с абсолютными отметками до 235 м.

Реки, протекающие в пределах указанных возвышенностей, составляют наиболее многочисленную группу рек (около 50% всех рек УССР). Они объединяют весьма разнообразные по своим гидрографическим особенностям водотоки, что дает основание рассматривать их как переходный тип рек, связывающий в пределах УССР горные реки с реками низменностей.

Естественно, что и уклоны рек, протекающих на плато, как и уклоны отдельных участков одной и той же более или менее длинной реки весьма разнообразны, но и здесь заметно выступает зависимость величин средних уклонов рек от их длины. Уклоны малых рек обычно значительны — порядка 3—5 м/км. В то же время более крупные реки имеют в общем незначительные уклоны — примерно 0,32 м/км (Ингулец), 0,55 м/км (Рось), 0,37 м/км (Южный Буг) и даже 0,4—0,01 м/км (Днепр в нижнем течении). В то же время средние уклоны поверхности плато часто превышают 5 м/км. Это кажущееся несоответствие уклонов рек и поверхности плато объясняется характерной для рек рассматриваемых районов значительной извилистостью долин и русел. Коэффициент извилистости иногда достигает 1,7 (Южный Буг), 1,91 (Синюха) и более¹.

Эрозионные процессы на плато, покрытых лёссовидными отложениями, которые зачастую подстилаются песками, носят интенсивный характер. Глубина вреза речных долин колеблется в пределах 20—120 м, достигая в отдельных местах 150 м.

Не менее разнообразны форма и ширина долин рек, протекающих на плато. В пределах Украинского кристаллического массива, например, нередко долины (или участки долин) типа каньонов или теснин, отвесные стены которых отстоят друг от друга всего лишь на 20 м. Часто склоны долин изрезаны густой сетью глубоких крутостенных оврагов. Наряду с этим часто встречаются долины или участки долин типично равнинных рек с очень пологими широкими склонами (до 2—3 км шириной), заболоченными долинами, в поймах которых встречаются цепочки прудов, стариц и проточных озер. Последние являются связующим звеном между реками плато и низменностей.

Типичные реки низменностей также широко распространены в пределах УССР. К ним относятся реки бассейнов Припяти, Десны, Сейма, многие правобережные притоки Днепра, малые реки Причерноморской низменности и др. Реки этого типа протекают в пределах низменностей, расположенных в виде отдельных массивов в различных частях республики. К ним относятся: 1) Приднепровская низменность, занимающая

¹ Под коэффициентом извилистости подразумевается отношение фактической длины реки к длине прямой, соединяющей исток и устье реки, или начало и конец данного ее отрезка.

значительную часть левобережья Днепра с отметками от 0 до 130 м над уровнем Черного моря; 2) Полесская низменность, расположенная в северной части Украины, с отметками до 200 м; 3) Причерноморская низменность, протягивающаяся широкой полосой от устья Дуная до устья Дона и, таким образом, занимающая весь юг Украины, с отметками от 0 до 120 м; 4) Закарпатская низменность, расположенная к западу от Карпат, и 5) Сано-Днестровская низменность, находящаяся севернее Карпатских гор. Две последние низменности характеризуются плоской поверхностью рельефа, которая только изредка нарушается возвышениями местного характера, но в пределах УССР они занимают сравнительно незначительные площади.

Уклоны рек, протекающих в пределах указанных низменностей, всегда меньше 1 м/км. Что касается уклонов малых рек, то в противоположность уклонам рек, протекающих на плато и в горных областях, они весьма незначительны.

Малые водотоки, особенно те из них, которые протекают в пределах пойм и плавней, имеют средний уклон 0,1—0,05 м/км. Некоторое исключение составляют участки рек, стекающих с местных возвышенностей, примером которых может служить Овручский массив.

Напряженность эрозионных процессов слабая, чаще преобладает аккумуляция илистых или мелкозернистых суглинистых частиц и, как исключение, более крупнообломочного материала, сносимого с Карпат (Сано-Днестровская низменность). Твердый сток рек, начинающихся в пределах низменностей, близок к нулю, его заменяет наличие органических частиц. Глубина вреза речных долин везде незначительна, склоны очень пологие, безвражные. Очень часто водоразделы, как и сами речные долины, вовсе не выражены и бывает трудно определить глубину вреза. По-видимому, в большинстве случаев глубина речных долин в пределах низменностей не превышает 5—10 м. Но зато ширина долин этих рек везде значительная (2—5 км), нередко ширина долин достигает 25 км, а ширина долины Днепра против Киева, включая террасы, достигает 125 км.

Питание и режим рек Украины также значительно изменяются по территории республики. Реки Украины, как и большинство рек Русской равнины, получают основное питание за счет поверхностного стока атмосферных вод, удельный вес которого в общем балансе питания колеблется от 55 до 90% и более. Подавляющее большинство рек Украины питается поверхностным стоком на 80—85%, а реки южной степной полосы — более чем на 90%. Только реки Предкарпатья, Волыно-Подольской возвышенности и немногих других районов республики получают значительное подземное питание — до 30—45% от общего годового питания.

Среди вод, составляющих поверхностный сток, главная роль принадлежит талым снеговым водам. Учитывая, что и подземный сток — это, главным образом сток талых вод, преобразованных под землей, можно утверждать, что реки Украины питаются в основном талыми водами.

Снежный покров, хотя и не отличается устойчивостью на всей территории Украины, но его высота и продолжительность залегания почти везде обеспечивают накопление значительного количества воды. По данным М. И. Львовича (1938), реки почти всей центральной и северной частей Украины питаются более чем на 50% талыми снеговыми водами. Реки юга Украины, где дождевое питание, вследствие огромной испаряемости почти не имеет значения, питаются на 80% и более талыми весенними водами. Даже в питании рек западных областей, для которых характерно смешанное питание дождевыми и талыми водами, преобла-

дает питание талыми водами. Только реки Карпат получают смешанное питание с преобладанием дождевого.

Сток вод, питающих реки в пределах Украины, характеризуется чрезвычайно большой изменчивостью, отчетливо отражая физико-географические условия отдельных зон.

В различных зонах (Полесье, лесостепь, степь и Карпаты) величины норм годового стока изменяются в очень широких пределах. Наибольшим стоком характеризуются районы Карпат, где нормы стока достигают 600—900 тыс. м³ с 1 км² площади. Наименьший сток наблюдается в районах Причерноморской низменности (не считая бессточных областей), где годовые нормы не превышают 10—24 тыс. м³ с 1 км² площади. Таким образом, величина норм стока карпатских рек превышает нормы стока рек юга Украины в 60—90 раз. Но, даже если исключить (весьма большой в отношении стока) горный район Карпат, то и в этом случае годовые нормы стока рек севера превышают нормы стока рек юга приблизительно в 14 раз. Что касается объема стока в отдельные маловодные годы, то распределение его по различным районам рассматриваемой территории колеблется в еще больших пределах. В некоторые маловодные годы, довольно часто повторяющиеся, сток рек северных районов превышает сток рек южных районов (с одинаковых по размерам водосборных площадей) приблизительно в 180 раз, а объем стока в районах Карпат в сравнении со стоком в районах юга в эти годы больше в 300—400 раз. Это обстоятельство с достаточной очевидностью подчеркивает влияние зональности на распределение стока в пределах УССР.

Одной из характерных особенностей гидрологического режима многих рек южной части Украины, связанных с характером питания и величинами стока, является их пересыхание. Поверхностный и подземный сток, вместе взятые, иногда не могут обеспечить постоянного течения в реках. Явление пересыхания в пределах Украины распространено довольно широко и в последнее десятилетие служит предметом внимательного изучения.

Институт гидрологии и гидротехники АН УССР предложил следующее деление рек Украины по признакам пересыхания: 1) реки с постоянным течением и 2) пересыхающие реки. Последние в свою очередь подразделяются на: а) периодически или систематически пересыхающие реки, у которых ежегодно или почти ежегодно прерывается сток, и б) эпизодически пересыхающие реки, у которых стока не бывает только в засушливые годы.

К типу рек с постоянным течением относятся все наиболее крупные реки — Днепр, Днестр, Десна, Дунай, Северный Донец, Сейм и др. (всего около 26 рек, которые составляют однако менее 1% рек длиной свыше 10 км), а также малые реки, протекающие севернее линии Черновцы — Винница — Киев — устье р. Сейм (вследствие благоприятных условий поверхностного и подземного питания и незначительной потери воды на испарение). К этому же типу принадлежат многие реки Правобережной лесостепи, имеющие значительную глубину речных долин, прорезывающих все известные водоносные горизонты, и дренирующие верхнюю трещиноватую зону докембрия.

Пересыхающие реки (периодически) расположены главным образом в южной степной части республики. В степи, к югу от линии устье Синюхи — устье Ворсклы — устье Оскола, могут пересыхать все реки за исключением рек, проносящих свои воды транзитом через степную зону. Явление эпизодического пересыхания рек в отдельные наиболее засушливые годы распространено значительно шире (почти по всей Украине), но оно зависит от величины водосборных площадей. Если в Приморской

(южной) степной полосе могут полностью пересыхать все реки, имеющие питание в этом районе без ограничения их водосборных площадей, то в других районах степи (по естественным причинам) могут пересыхать реки с водосборными площадями не более 9500 км^2 . В Донбассе, представляющем остров лесостепи среди степи, пересыхают реки с бассейнами не более 1450 км^2 . В центральной полосе УССР, соответствующей приблизительно лесостепи, в ее восточной части могут пересыхать реки с площадью бассейна не свыше 4000 км^2 , в западной — предельные водосборные площади пересыхающих рек не превышают 800 км^2 . Даже в Полесье в отдельные годы могут пересыхать реки с бассейнами до 800 км^2 . Возможно прекращение течения и у рек Карпат с бассейнами, не превышающими 200 км^2 , но уже вследствие их перемерзания в наиболее суровые зимы.

В непосредственной зависимости от характера питания и величины стока находится также режим уровней и водоносности рек Украины. Как водоносность, так и уровни рек в течение года значительно изменяются. Период наибольшей водоносности и высоких уровней приходится на весну. Подъем воды во время весеннего половодья характеризуется значительной интенсивностью, иногда превышающей $2\text{--}3 \text{ м}$ в сутки. Максимальный подъем уровней (наблюдавшийся один раз за период наблюдений) на Днепре у Кременчуга, составил до 7 м , на Южном Буге у с. Хошеватое — до $14,5 \text{ м}$ и даже у такой относительно малой реки, как Мокрая Сура, у с. Сурско-Литовского, — до 7 м . Период весеннего половодья обычно бывает непродолжительным, хотя и различным для различных рек, — от нескольких дней до двух-трех месяцев. Большинство рек за этот период приносит более $50\text{--}60\%$ своего годового стока, а малые реки, в особенности реки юга, и значительно больше. За период весеннего половодья они расходуют 80% (Ингулец у с. Горожаны) и даже 90% (Гнилой Еланец у Женево-Криворожья) годового объема стока¹.

Летний период характеризуется малой водоносностью и низким стоянием уровней рек. Наиболее низкие уровни наступают в конце лета и в начале осени, лишь изредка они нарушаются паводками ливневого происхождения. В конце осени на некоторых реках наблюдается незначительное повышение уровней. Но так как осенний подъем воды мало выражен, бывает не на всех реках и наблюдается главным образом в конце осени, то летняя межень фактически сливается с осенней, образуя летне-осеннюю межень продолжительностью от $5,5$ до $7,5$ мес. В этот период почти все реки (за исключением рек Карпат) сильно мелеют. Многие малые реки южной половины Украины на отдельных участках пересыхают, превращаясь в цепочку озеровидных плесов или заболоченных мест. Отсюда, несмотря на наибольшую продолжительность этого периода, удельный вес стока весьма малый и происходит последний главным образом за счет подземного питания.

Так, например, удельный вес летне-осеннего стока для р. Сейма у с. Мутино составляет $21,3\%$ от годового стока, для Ингульца у Ново-Федоровки — $17,5\%$, для Гнилого Еланца у Женево-Криворожья — 8% . Только у рек западной части Украины этот процент выше. Например, для Южного Случа у с. Ивашковки летне-осенний сток составляет 43% , для Днестра у с. Залесцы и Тиссы у с. Требушаны соответственно $54\text{--}53\%$.

Зимний период, продолжающийся около трех месяцев, во время которого реки переключаются почти исключительно на подземное питание, по режиму уровней и водоносности рек мало отличается от летне-осен-

¹ Эти и последующие цифры внутригодового распределения стока представляют средние многолетние величины.

ней межени. Удельный объем стока почти нигде не превышает 20% годового. Этот период характеризуется замерзанием рек, которое наступает на севере УССР в первой, а на юге — в третьей декаде декабря, при значительном колебании этих дат в отдельные годы. В северной части УССР наиболее раннее замерзание рек наблюдалось в третьей декаде октября, а наиболее позднее — во второй декаде января. В южной части республики наиболее раннее замерзание рек наблюдалось в первой декаде ноября, а наиболее позднее — во второй декаде февраля. Ледоставу часто предшествуют ледовые явления на реках в виде заберегов, сала, шуги и даже осеннего ледохода, который наблюдается только на более крупных реках и то не ежегодно. Указанные ледовые явления большей частью кратковременны, они наблюдаются в течение 5—10 дней.

Ледовый режим многих рек Украины не отличается большой устойчивостью. Его иногда нарушают (особенно в южной половине республики) сильные оттепели и сопровождающие их зимние дожди, обуславливающие образование полыней, подъем уровней (зимние паводки) и даже временное вскрытие с ледоходами и заторами на отдельных участках рек (Днестр). Средняя продолжительность ледостава колеблется в пределах от 90—120 дней на севере до 60—80 дней на юге с значительным, однако, отклонением от этих сроков в зависимости от характера зим. Известна продолжительность ледостава в лесостепи, например, в 145 дней (Тясьмин у Чигирина) и в то же время наименьшая продолжительность ледостава наблюдалась в 19 дней (Большая Высь у Ямполья) и даже 14 дней (Днепр у Запорожья). В исключительно теплые зимы на многих реках степи и лесостепи ледостав вовсе отсутствует на протяжении всей зимы.

Вскрываются реки на севере УССР в среднем во второй, а на юге в первой декаде марта, но в отдельные годы и эти даты значительно отодвигаются в обе стороны. Раннее вскрытие на севере наблюдается во второй декаде февраля, а позднее — во второй декаде апреля. На юге раннее вскрытие бывает в третьей декаде января, а позднее — в первой декаде апреля.

ОЗЕРА И ПРУДЫ

В пределах УССР насчитывается значительное количество озер, но преобладающее большинство из них — мелкие. Существующие озера как по генезису их котловин, так и по составу воды не однородны. Встречаются котловинные озера, пойменные, плотинного типа, пресные и соленые. Преобладающим типом озер являются пойменные озера, заполняющие старицы рек, естественные расширения речных русел, различные углубления на плавнях и другие понижения в поймах. Распределение озер на территории УССР, как и других типов поверхностных вод, носит на себе печать географической зональности.

В Полесье имеется относительно густая (для УССР) сеть мелких пресных озер, преимущественно пойменного типа. К ним относятся:

1) группа озер, расположенных в бассейне р. Западный Буг, в крайней северо-западной части Волынской области. Наиболее крупным из этой группы озер является оз. Свитязь (крупнейшее в Полесье) с площадью зеркала 27,5 км²;

2) озера бассейна Припяти, в том числе озеро котловинного типа Корма с площадью зеркала 2,1 км², расположенное среди большого малодоступного болота, и др.;

3) группа мелких озер в бассейне Десны и других рек левобережного Полесья. В лесостепи представлены также в основном мелкие пресные озера пойменного типа, но здесь они распространены значительно реже,

чем в Полесье. Озера в лесостепи встречаются лишь в поймах крупных рек, таких как Днепр, Днестр, Северный Донец, и их притоков. Исключение составляет группа мелких соленых озер котловинного типа, расположенных в районе г. Славянска, в бассейне р. Казенный Торец (приток Северного Донца). Площадь каждого из этих озер не превышает $0,5 \text{ км}^2$, но вода в них в значительной мере засолена. Соленость, например, озера Рапного составляет 23—25%, Слепного 70—80%, Вейсового 60—70%. Славянские озера славятся своими высокими лечебными качествами. В Карпатах озера встречаются редко и притом очень небольших размеров; площадь их не превышает 10—15 га.

Озера степной зоны во многом отличаются от озер двух других естественно-географических зон УССР, и прежде всего происхождением впадин и соленостью. Здесь довольно широкое распространение имеют как мелкие, так и крупные озера плавены—лиманы, большей частью в той или иной степени засоленные. К ним относятся: Кучурганское озеро-лиман, расположенное в устье р. Кучурган (левый приток Днестра), с площадью зеркала около 20 км^2 ; Белое озеро — в Днестровских плавнях — $4,5 \text{ км}^2$; группа плавневых озер ниже Запорожья, крупнейшее из которых оз. Белозерский лиман, с площадью зеркала около $15,5 \text{ км}^2$, находится в бассейне р. Белозерка (приток р. Конки); группа мелких озер вдоль побережья Черного моря между Одессой и Бугским лиманом; группа озер вблизи Херсона; Бердянские озера; Ногайская группа озер и др. Наличием ряда крупных озер характеризуются Дунайские плавни, среди которых оз. Ялпук, например, имеет площадь зеркала около 220 км^2 .

Для побережья Черного и Азовского морей характерны как открытые лиманы, свободно соединяющиеся с морем, так и озера-лиманы, полностью отчлененные от моря косами и перешейками. Последние нередко представляют крупные естественные озера плотинного типа с площадью зеркала до 200 км^2 . Уровень воды в озерах-лиманах бывает обычно ниже уровня моря, а площадь зеркала не постоянна, так как зависит от притока воды, изменяясь в значительных пределах, вплоть до исчезновения. Иногда вследствие пересыхания на месте лимана образуется сеть мелких изолированных друг от друга озер. Питаются озера-лиманы или за счет стока малых рек, в них впадающих, или иногда за счет морской воды, проникающей в озера-лиманы через невысокие перешейки во время волнений.

Некоторые открытые лиманы, которыми обычно заканчиваются крупнейшие реки УССР, имеют еще большие размеры. Все лиманы носят название одноименное с реками, в устьях которых они располагаются. Крупнейшие лиманы на побережье Черного моря — Днестровский, площадь зеркала которого составляет 360 км^2 , Березанский — 60 км^2 , Днепро-Бугский — около 800 км^2 , лиманы Азовского побережья: Утлюкский — 400 км^2 и Миусский — 63 км^2 .

Соленость озер юга колеблется в очень широких пределах, так как зависит от притока пресной воды. Наибольшую соленость имеют такие водоемы как Сиваш — 138%, Куяльницкий лиман — 180% и Малое Бердянское озеро, соленость которого достигает 290% — наибольшего значения для соленых озер УССР (Сотченко, 1949).

Пруды и водохранилища в пределах УССР, как и естественные озера, в отдельных районах представляют существенный элемент ландшафта, но распространены они по территории еще более неравномерно, чем озера. По ориентировочным данным Института гидрологии и гидротехники АН УССР, на территории УССР насчитывается свыше 15 тысяч прудов, общая площадь водного зеркала которых составляет

около 1700 км². Из них наибольшее количество прудов (около 70%) сосредоточено в лесостепных областях Правобережья.

Количество прудов ежегодно намного увеличивается, а после полного осуществления плана их число более чем удвоится. В связи с этим, а также изменениями, которые произойдут в распределении прудов, — в сдвиге их географии на юг в степную зону, нельзя недооценивать значения прудов и водоемов в общем балансе поверхностных вод УССР.

Существующие пруды соответственно их местоположению и хозяйственному назначению имеют весьма различную площадь. В пределах Правобережной лесостепи, где по условиям рельефа создавались главным образом мелкие пруды для таких хозяйственных нужд, как водопой, водоснабжение населения, рыбо- и птицеразведение и др., преобладающее количество прудов имеют площади 5—10 га. Расположены они главным образом по долинам рек в их естественных расширениях, иногда сплошной цепочкой от верховьев до устья, превращающей реку в каскад водоемов, как это можно наблюдать, например, на рр. Горный Тикич, Сырой Ташлык, Гнилой Ташлык (притоки Тясьмина) и др.

Пруды и водохранилища, предназначенные для целей технического водоснабжения или орошения в степной зоне, занимают нередко многие десятки и сотни гектаров. Такие водохранилища расположены в промышленных районах Харькова, Донбасса, Криворожья и др. Крупнейшим водохранилищем такого типа является озеро им. Ленина с площадью в 320 км², образованное плотиной Днепрогэса.

В связи со строительством электростанции у Каховки на Днепре в целях орошения построено Каховское водохранилище с площадью зеркала 2090 км², строятся Молочанское — 353,7 км² и др. Создается густая сеть магистральных, отводных и распределительных каналов, а также большое количество прудов и водоемов, которые полностью обеспечат обводнение и орошение бессточных районов юга.

Гидрологический режим озер и водоемов, если не считать сроков наступления отдельных гидрологических явлений (колебания водоносности, сроков замерзания, вскрытия и др.), в общем однообразен для всей территории. Максимальные уровни бывают весной и обусловлены массовым поступлением талых вод. Минимальные — осенью и зимой, в связи с прекращением поверхностного стока. По термическому режиму озера и водоемы Украины относятся к типу смешанных с прямой температурной стратификацией летом и обратной — зимой.

БОЛОТА

Вместе с заболоченными лугами в пределах УССР болота занимают более 19 тыс. км². Следовательно, в среднем заболоченность республики составляет 3,3%. Однако заболоченность отдельных районов различна. Болота представляют собой аazonальный элемент ландшафта, связанный главным образом с условиями водного питания и опусканием отдельных участков платформы. В то же время их количественное распределение, как и распространение различных типов, носит хорошо выраженный отпечаток географической зональности.

Наибольшей заболоченностью характеризуется Полесье, где некоторые районы правобережья Припяти заболочены на 30—60%. Болота Полесья имеют значительные размеры. Большой частью они располагаются в речных долинах и в виде широких полос тянутся на десятки километров, занимая площади по 100—300 км². Крупнейшие массивы болот Полесья расположены в долинах рр. Припяти, Южного Случа,

Уборти, Ужа, Тетерева, Снови, Остра и др. В направлении на юг в область Правобережной лесостепи их размеры уменьшаются. Иногда болота выходят за пределы речных долин и располагаются на плоских междуречьях.

В лесостепи, заболоченность которой в немногих местах превышает 1—5%, крупные массивы болот встречаются главным образом на Левобережье в долинах рр. Удая, Трубежа, Суоя, Сырой Оржицы, Перевода и др. В пределах Правобережной лесостепи крупные массивы болот расположены лишь в Ольшано-Ирдынской низменности (Дижово-Ирдынь), по р. Тясмин и немногих других местах, ландшафт которых напоминает Полесье. Что касается районов Правобережного плато, то там, хотя и нередко встречаются болота, сопровождающие реки иногда на значительном протяжении, даже с наличием трясин (болото в верховьях р. Протока, левый приток р. Россь), но преимущественно незначительных размеров. В бассейне Южного Буга, например, насчитывается около 400 болот, из которых только 25—30 имеют площадь более 10 км², площади более 200 болот не превышают 0,1—0,2 км².

Степь относительно мало заболочена. Болота встречаются по долинам рек, вблизи лиманов и в подах среди открытой степи, а также в немногих уцелевших от распашки подах, в которых болотная растительность появляется в обильные осадками годы. Впрочем, степные воды в большинстве случаев приобретают признаки заболоченности только в отдельные периоды: весной после снеготаяния или летом после ливневых или вообще значительных осадков, но и то не ежегодно. В сухие годы нераспаханные воды покрыты преимущественно обычной степной растительностью. Заболоченность степи составляет десятые и сотые доли процента, а многие огромные площади и вовсе не заболочены. Исключения составляют низовья крупных рек — Дуная, Днестра, Днепра, где расположены крупные массивы болот, представленные плавнями, образование которых связано с периодическим затоплением речных пойм весенними водами.

Крупнейшие массивы плавней в пределах УССР расположены в низовьях Дуная, где покрытая ими площадь превышает 55 тыс. га; в низовьях Днепра, у Херсона — 45 тыс. га, ниже Запорожья — Конжские плавни — 40 тыс. га и Базавлукские плавни — около 35 тыс. га и др. Общая площадь плавневых массивов в пределах УССР составляет приблизительно 200 тыс. га, или несколько более 10% общей площади болот УССР.

Встречаются болота и в области Карпат, иногда даже на значительных высотах — 1000—1200 м, т. е. выше произрастания леса, но там они — редкий элемент ландшафта — и представлены почти исключительно мелкими массивами (всего лишь по несколько гектаров) в виде выпуклых горных торфяников.

Среди болот УССР встречаются различные типы: низинные (евтрофные), переходные (мезотрофные) и верховые (олиготрофные); однако последние не имеют широкого распространения. Правобережье отличается распространением переходных болот, для Левобережья более характерны низинные болота, составляющие три четвертых площади болот этой территории. Почти все болота УССР характеризуются наличием торфа, мощность которого в отдельных местах достигает 10—12 м. Исключения составляют степные болота, где условия для торфообразования неблагоприятны; в их отложениях минеральные частицы преобладают над органическими. В отложениях болот Полесья нередко встречаются залежи болотных железных руд, а в пределах Днепровско-Деснянской поймы значительно распространены железистые песчаники.

КЛИМАТ

КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ

Климат как многолетний режим погоды образуется под влиянием ряда факторов, среди которых для равнинной части УССР основными являются:

- 1) солнечная радиация;
- 2) характер подстилающей поверхности;
- 3) атмосферная циркуляция, т. е. перенос масс воздуха, его трансформация под влиянием подстилающей поверхности и циклоническая деятельность.

В Карпатах к этим факторам присоединяется поднятие местности над уровнем моря.

Солнечная радиация в теплую часть года определяет температурный режим поверхности почвы и воздуха. Количество солнечного тепла убывает с юга и юго-востока на северо-запад УССР в соответствии с увеличением в этом направлении облачности и уменьшением высоты солнца над горизонтом; уменьшается и инсоляция, составляющая на юге УССР около 2300 часов за год, а на северо-западе около 1600 часов. Подстилающая поверхность в теплую часть года поглощает 70—80% приходящей прямой и рассеянной радиации, и это усиливает эффект нагревания почвы и воздуха.

В холодную часть года солнечная радиация как фактор климатообразования отступает на второй план, тем более, что покрытая зимой снегом поверхность почвы отражает обратно к небосводу около 80% приходящей радиации и без того ослабленной. К тому же преобладает пасмурная погода, и на первое место выступает атмосферная циркуляция, которая является существенным фактором режима погоды и ее перемен.

Во все сезоны на Украину может поступать с запада и северо-запада влажный воздух Атлантики и сухой воздух с востока и северо-востока или юго-востока — холодный зимой и жаркий летом.

Зимой атлантический воздух относительно теплый, но, перемещаясь над покрытой снегом поверхностью земли по мере продвижения в глубь континента, он охлаждается. Воздух, притекающий с востока и северо-востока, холодный. В результате зимние температуры воздуха довольно резко понижаются в направлении с запада и юго-запада на восток и северо-восток; так средняя многолетняя температура в январе на юго-западе (Измаил) составляет около -1° , а на востоке и северо-востоке снижается до -7° и ниже.

Летом атлантический воздух, приходящий с западными и северо-западными ветрами, относительно холодный, но, перемещаясь на восток и юго-восток над согретой солнцем поверхностью, он нагревается и относительная влажность его понижается, т. е. воздух становится более сухим. Поступающий с востока и юго-востока из полупустынь Прикаспия воздух характеризуется сухостью и высокой температурой (Каминский, 1934), в связи с чем летние температуры в направлении с северо-запада на юго-восток возрастают. Так, в июле средняя многолетняя температура воздуха на северо-западе равна примерно 18° , а на юго-востоке она достигает $23-24^{\circ}$.

Осенью и весной температуры запада и востока несколько выравниваются и наблюдается общее повышение их с севера на юг.

Резкие перемены погоды на Украине наблюдаются при прохождении циклонов, сопровождающемся усилением ветра, выпадением осадков и значительными колебаниями температуры воздуха.

Циклоническая деятельность сильнее развита в северной части УССР за счет появления атлантических циклонов и слабее в южной части, где она развивается преимущественно в холодную часть года за счет поступления средиземноморско-черноморских циклонов.

Юг Украины омывается водами Черного и Азовского морей, но их влияние на климат сказывается лишь в узкой прибрежной полосе в виде некоторого повышения влажности за счет бризов, смягчения колебаний температуры воздуха и увеличения скорости ветра по сравнению с удаленными от моря местами.

На западе УССР возвышается Карпатский горный район с особыми условиями климатообразования, обусловленными значительным поднятием этого района над уровнем моря. В Карпатах с поднятием отметок температура снижается примерно на $0,5^\circ$ на каждые 100 м и количество атмосферных осадков резко увеличивается, вдвое и втрое превышая количество осадков на равнинных площадях тех же широт. Влияние высоты рельефа на температуру и количество осадков отмечается также на Донецком кряже и на Воыно-Подольском плато, но в меньшей степени, чем в Карпатах (Нариси економічної географії УРСР, 1949).

На фоне умеренных средних зимних температур в отдельные годы, хотя и непродолжительное время наблюдались морозы на Украинском Полесье от -32 до -36° , в лесостепи от -32 до -38° и в степи от -30 до -41° (восточной части).

В годовом ходе температуры воздуха, переход её к весне через 0° прежде всего наблюдается на юго-западе — в среднем около 20—25 февраля. С продвижением на северо-восток даты эти отодвигаются и на крайнем северо-востоке нулевая температура наступает между 20—25 марта, т. е. на месяц позже. Переход температуры через $+10^\circ$ на юго-западе отмечается между 10—15 апреля, а на северо-востоке около 1 мая.

Осенью температура воздуха снижается на северо-востоке около 25 сентября, а на юге около 20 октября. Осеннее похолодание с понижением температуры до отрицательной прежде всего наблюдается на северо-востоке — около 15 ноября, а на юге — между 10—15 декабря.

Весенние заморозки обычно заканчиваются почти по всей территории в конце апреля, но в отдельные годы конец заморозков приходился на май и даже на конец мая.

Первые осенние заморозки временами наблюдались во второй половине сентября, но обычно приходятся на октябрь.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Слой воды от выпадающих атмосферных осадков в разных частях УССР весьма различен.

На Полесье годовые суммы осадков составляют в среднем 550—600 мм, но в отдельные годы наблюдались значительные отклонения от средних величин, с максимумом около 1000 мм и минимумом около 300 мм. В годовом ходе количества осадков отмечается преобладание летних сумм над зимними в 2—2,5 раза, причем больше всего осадков выпадает в июне и июле, меньше всего в январе и феврале. Число дней с осадками на Полесье составляет в среднем 160 (иногда больше) за год. Полесье, особенно правобережное, является территорией значительного увлажнения атмосферными осадками.

В лесостепи, в равнинной части, годовые суммы осадков составляют 450—550 мм, а в Предкарпатье возрастают до 650—700 мм. Число дней с осадками меньше, чем в Полесье, и составляет в восточной части около 120, а в западной до 150 дней за год.

Лесостепная полоса характеризуется развитием ливней и гроз. Отмечены случаи, когда за один ливень выпадало 150—175 мм осадков, но такие исключительно большие ливни бывают очень редко.

В степи осадков выпадает меньше, чем в лесостепи. В северной части годовые суммы в среднем составляют 450 мм, а с продвижением к морю уменьшаются до 350 мм. В Донбассе отмечается возрастание осадков до 500 мм, что связано с повышением местности. Число дней с осадками на севере степи составляет около 125, а на юге падает до 100 дней и меньше за год. В отдельные годы, хотя и редко, годовая сумма осадков достигала 750 мм, а в сильно засушливые годы составляла лишь 200 мм.

Наиболее бедно орошается осадками приморская полоса: в северной части ее годовые суммы осадков близки к 350 мм, а на вдающихся в Черное море песчаных косах они составляют всего 250 мм; отмечен случай, когда за целый год на Тендре выпало только 93 мм осадков.

Как в Полесье, так и в лесостепи и степи, по количеству воды летние осадки преобладают над зимними, число же дней с осадками в холодную часть года больше, чем в теплую. В холодный период осадки выпадают чаще, чем летом, но малыми порциями, а летом преобладают ливни, приносящие значительные осадки, правда на ограниченных площадях — в виде полос.

В Карпатах режим осадков обусловлен высотой местности, а именно: с увеличением высоты возрастает и количество осадков. Станции, расположенные на высоте 800—1000 м над уровнем моря, отмечают до 1200 мм осадков и больше за год.

В Закарпатской области выпадает осадков от 700 до 800 мм в год. Как и в равнинной части, в Карпатах преобладают летние суммы осадков над зимними.

Кроме общего количества осадков, существенное значение в орошении почвы имеет интенсивность выпадения осадков. Летние ливни обычно сопровождаются поверхностным стоком; вода ливней неглубоко проникает в почву и не полностью используется растениями; кроме того, выпадая на разогретую почву, вода быстро испаряется. Наибольшей силы ливни наблюдаются в лесостепи. Ливневой характер имеют и летние осадки степи, но ливни обычно кратковременные и с меньшим количеством осадков, чем в лесостепи. Обложные осадки имеют большое оросительное значение, но в степи они летом бывают редко.

На границе между лесостепью и степью в направлении на юг начинается полоса с недостаточным увлажнением. В степи возможное испарение превышает количество воды от осадков, и в почве для растений бывает достаточно влаги только весной и в начале лета, пока не испарилась вода от растаявшего снега и от весенних дождей.

Поэтому в естественных условиях в степи развиваются такие растения, вегетативный период которых заканчивается в эту часть года, т. е. степные травянистые растения. Природные леса в степи растут преимущественно по долинам рек и балкам, используя для питания грунтовые воды. Неширокие полосы искусственных лесонасаждений обычно пополняют запасы влаги зимою, задерживая снег и летний поверхностный сток ливневых вод.

В теплую часть года всей территории Украины свойственны грозы. В Полесье и степи наблюдается в году 20—25 дней с близкими и отдаленными грозами, в лесостепи — около 25—30 дней. Больше всего гроз отмечается в июне и июле — от 6 до 8 дней. Спутником грозы является ливень, иногда при этом выпадает град. В полосе наибольшего развития

грозовой деятельности за лето в среднем бывает 2—3 дня с градом по остальной территории 1—2 дня. Губительные градобития не так часты, и град редко поражает большие площади.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

На всей Украине зимою выпадает снег, образуя снежный покров, характер которого в разных частях территории весьма различен.

В Карпатах и в северной половине УССР каждую зиму образуется покров значительной высоты, который стойко держится 3—4 месяца. Начиная с южной половины лесостепной зоны в направлении к Черному морю, высота покрова и продолжительность его сохранения значительно уменьшаются; на крайнем юге и юго-западе устойчивого снежного покрова обычно не бывает, и продолжительность его залегания составляет всего 20—30 дней.

Неустойчивость снежного покрова на юге (степь) объясняется малым количеством снега и таянием его при частых оттепелях, а также перераспределением выпавшего снега в результате переноса его ветром с повышенных мест и степных плато в балки, овраги и пр.

Время образования снежного покрова осенью и схода его весной в отдельные годы бывает весьма различным, но в среднем характеризуется такими датами: на севере и северо-востоке Украины покров образуется между 5—10 ноября. По мере продвижения на юг и юго-запад снежный покров образуется все позже и на крайнем юге — в Причерноморской полосе — между 10—15 декабря, а в юго-западной части Одесской области еще позже. Сходит снег раньше всего на юге Одесской области и в Причерноморье — между 5—10 марта, а на севере и северо-востоке в среднем между 5—10 апреля, т. е. на месяц позже, чем на юге.

Но в отдельные зимы бывали значительные отклонения от этих средних дат. Например, в районе Киева (Половко, 1937) снежный покров образуется в среднем около 15 ноября, но осенью 1906 г. в ночь с 26 на 27 сентября (н. стиль) в северной половине УССР до широты Знаменки выпал обильный снег, образовавший в Киеве слой в 21 см, а в других местах еще выше. Правда, через несколько дней снег растаял и держался только на севере Черниговской обл. В 1917 г. зима запоздала и первый снег лег на землю в районе Киева лишь 15 декабря.

То же самое и в отношении весеннего схода снега: в районе Киева время схода снега приходится в среднем на 30 марта, но, например, в 1903 г. снег сошел 21 февраля, а в 1924 г. снежный покров держался до 28 апреля. Эти крайние даты определены по наблюдениям в Киеве за 50-летний период (1890—1940 гг.).

Такие же смещения дат свойственны любому месту Украины.

Наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается на Карпатских высотах благодаря частому выпадению снега и низким температурам в горах.

В равнинной части УССР снег дольше всего лежит на северо-востоке — до 110 дней; с продвижением на юг и юго-запад продолжительность сохранения снега уменьшается. Так, на Левобережье лесостепной зоны и Правобережном Полесье продолжительность снежного покрова составляет в среднем 110—90 дней, в северной части степи 80—70 дней, в средней части степи 70—60 дней, а ближе к побережью Черного моря число дней со снежным покровом резко уменьшается до 30—20.

Наибольшая высота снежного покрова отмечается в Карпатах, а в равнинной части — в левобережной части Полесья, где в среднем высота снежного покрова за зиму составляет около 40 см.

В направлении на юг и юго-запад мощность покрова уменьшается: в лесостепи высота покрова 20—25 см, в северной половине степи 10—20 см, в южной части меньше 10 см, а в приморской полосе одинаково вероятны высоты и меньше 5 см за зиму.

Такова средняя характеристика, но в отдельные зимы (хотя и редко), бывали обильные снегопады. В таких случаях высота снежного покрова в Полесье достигала почти 100 см, в лесостепи 70 см и в степи 50 см на севере и 30 см на юге. Но такие зимы являются исключением. Бывают зимы и исключительно малоснежные, когда даже на Полесье мощность покрова не превышала 10 см.

Наибольшие глубины промерзания почвы, вернее, проникания нулевой температуры в почву, в суровые и малоснежные зимы под естественным покровом на севере УССР достигают 125 см, в степи — 150 см, в Приморье — 100 см и на западе 60—70 см.

Более глубокое промерзание почвы в степи по сравнению с северными частями Украины объясняется малой мощностью снежного покрова. Средние глубины промерзания почвы на северо-востоке УССР составляют 60—70 см, а на юге 40—50 см.

С наступлением первых теплых весенних дней снежный покров на юге благодаря малой его мощности быстро сходит, на севере же в лесных массивах Полесья снеготаяние покрова замедленно.

По наблюдениям в Киеве для продолжительности таяния (вернее убывания высоты) покрова получены следующие величины.

Таблица 1

Высота покрова в начале таяния в см	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—5	5
Продолжительность таяния в днях	21	17	17	13	10—12	8—10	5—6	2—3

Собственно эти числа характеризуют не таяние снега в прямом смысле слова, как переход его из твердой фазы в жидкую, а снижение покрова под действием теплого воздуха, дождей и солнечного тепла, включая и непосредственное таяние.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

По условиям почвообразования, определившим современный характер почв, и по распространению лесной и степной растительности, равнинную часть УССР принято делить в направлении с севера на юг и юго-восток на три полосы: полесье, лесостепь и степь. На западе выделяется Карпатский горный район с Предкарпатьем и Закарпатьем, где почвы и растительность подчинены вертикальной зональности, характерной для горных районов.

Полесье занимает северную часть УССР в виде неширокой — около 150 км полосы, протягивающейся с запада на восток почти на 650 км. Южная граница его проходит через населенные пункты: Владимир-Волынский — Ровно — Шепетовка — Житомир — Киев — Конотоп — Глухов.

На Полесье почвообразование происходило в условиях влажного умеренно-холодного климата и лесной растительности на песчаных, супесчаных и суглинистых отложениях преимущественно водно-ледникового происхождения. Это обусловило образование подзолистых почв

с пятнами серых оподзоленных, а также болотных почв, свойственных поймам и слабо дренированным водоразделам.

В Деснянском Полесье на водоразделах местами встречаются «острова» лёсса с развитием солодей и осолоделых черноземов.

В прошлом Полесье было сплошь занято лесами; в настоящее время площадь лесов сильно уменьшилась. Лесные массивы представлены сосновыми, дубово-сосновыми, а на юго-западе грабово-дубовыми лесами с значительным развитием разнотравно-злаковых лугов.

В западных и восточных частях Полесья (Ровенская и Черниговская области) большие площади заняты осоковыми или сфагново-моховыми болотами. Разнообразие типов почв с преобладанием подзолистых глинисто-песчаного и песчаного гранулометрического состава определило и характер лесов. На песчаных почвах преобладают сосновые леса местами с примесью дуба; на глинисто-песчаных, более богатых питательными веществами, — дубово-сосновые леса; на супесчаных — грабово-дубовые и на суглинистых — грабовые и липовые леса.

В связи с неоднородностью климатических и почвенных условий в направлении с запада на восток можно выделить на Полесье три подрайона.

Западное Полесье (Волинская и Ровенская области) наиболее влажное, с преобладанием песчаных и супесчаных почв; здесь распространены преимущественно сосновые леса и большие болота.

Центральное Полесье (Житомирская и северная половина Киевской областей) с преобладанием среднеподзолистых супесчаных почв в западной части и слабо-подзолистых почв в восточной части. Здесь распространены дубово-сосновые леса с примесью граба, липы и других пород. В подлеске — лещина, ниже кустарниково-травянистый покров, местами моховой из зеленых мхов.

Восточное Полесье (Черниговская область и север Сумской области) более континентальное, с преобладанием слабо-подзолистых почв и с небольшими островами лёсса, на которых образовались средне- или малогумусные черноземы. Как и в Центральном Полесье, здесь — массивы дубово-сосновых лесов; кроме того, значительные площади заняты лугами и болотами.

На севере Полесья местами встречаются еловые леса с значительным количеством растений, свойственных тайге, например черника, брусника, плауны, грушанки и др.

По долинам текущих по Полесью рек развиты низменные болота с березняками и черноольшанниками. Кое-где встречаются березовые рощи на месте прежде больших сосновых и смешанных лесов.

На водоразделах, подстилаемых водонепроницаемыми породами, развиты сфагновые болота с низкорослой сосной и кустарниками клюквы, багульника, подбела и др.

В северо-западной части Полесья встречается реликт третичного времени — азалия понтийская, изолированная от района сплошного ее распространения на Кавказе.

Бедность почв Полесья и заболоченность больших площадей отрицательно влияют на развитие сельского хозяйства.

Лесостепь простирается широкой полосой от предгорья Карпат на восток через всю территорию УССР; ее южная граница, проходит через Котовск—Кировоград—Кременчуг—Полтаву и Волчанск.

Почвообразование в лесостепи, кроме Предкарпаття, протекало на карбонатных лёссах под влиянием либо древесной растительности с образованием оподзоленных почв, либо травянистой с образованием черноземов.

В связи с большей засушливостью восточной части лесостепи, по сравнению с западной, наблюдается постепенный переход от преобладания лесов над степями в западной части к преобладанию степей над площадями лесов в восточной части. Увеличение континентальности климата с запада на восток налагает отпечаток на характер почв и растительности и дает основание выделить в лесостепи, как и на полесье, три подрайона: западный, центральный и восточный.

Западный лесостепной подрайон (Предкарпатье) является наиболее увлажняемым атмосферными осадками — за год тут выпадает 600—700 мм, и в свое время водоразделы были сплошь заняты буковыми и грабово-дубовыми лесами, что привело к образованию оподзоленных почв. Текущие тут реки глубоко врезаются в известняковые породы, образуя крутые высокие берега, обычно занятые лесами.

В южной части района преобладают деградированные черноземы, которые распространяются на центральную лесостепь (Винницкая, Черкасская и северная половина Кировоградской областей). Начиная с Подольского поднятия, к востоку буковые леса постепенно сменяются грабовыми и грабово-дубовыми с примесью ясеня, липы, клена, березы и других пород с подлеском лещины, черемухи, крушины, калины и др.

Левобережная лесостепь характеризуется легкими черноземными почвами и местами — подзолистыми. Здесь грабово-дубовые леса сменяются дубово-липовыми с преобладанием дуба и с примесью клёна, осины, березы, ясеня, вяза и др.

В лесостепи, как и на Полесье, распространены дикая груша, яблоня, черемуха, рябина, глуд, шиповник, калина, орешник и др. В низменных приболотных местах лесостепи преобладают березовые и ольховые леса, а на болотах — лозняки. Безлесные пространства лесостепи почти полностью распаханы и остатки лугово-степной растительности сохранились лишь по опушкам лесов и по склонам балок. В составе луговой растительности, наряду с узколистными дерновинными злаками — типчаком, ковылями и осоками, встречается лугово-степное разнотравье. Вдоль левого берега Днепра протягивается широкий (до 125 км) полосой низменная часть лесостепи (древние террасы Днепра) с распространением далеко на юг лесов, а в поймах притоков Днепра — низинных болот — тростниковых и гипново-осоковых, а также черноольшатников, — местами с мощными залежами торфа.

Степи СССР занимают южную и юго-восточную часть республики и простираются до берегов Черного и Азовского морей.

Почвообразование в степи происходило на тяжело-суглинистых лёссах в условиях засушливого климата и травянистой растительности.

На степных плато природные леса, как правило, отсутствуют, но они встречаются по берегам рек, оврагам и балкам в виде перелесков с преобладанием дуба, вяза и ивы, с зарослями терна, дирезы, степного миндаля и др.

Черноземы в разных частях степи не однородны как по составу, так и по мощности. В западной части на водоразделе Днестр—Южный Буг преобладают глубокие тяжело-суглинистые черноземы, на водоразделе Буг—Ингул — обычные черноземы, малогумусные, легкие. В Приднепровье — неглубокие черноземы, среднегумусные. В восточной, наиболее засушливой части степи — черноземы, богатые гумусом, но небольшой мощности. На речных террасах преобладают солончаковые черноземы.

На днепровских плавнях — песчанистые отложения с болотной, луговой, отчасти древесной растительностью — вербы и осоки. В нижнем течении Днепра, на левом берегу, развиты мощные отложения буг-

ристых песков, так называемые Алешкинские пески, занимающие площадь около 1600 км² (160 тыс. га). Ближе к Черному морю и к Сивашу преобладают каштановые засоленные почвы.

Степи в настоящее время распаханы и окультурены, кроме отдельных пятен щебнистых почв на Приазовье и местами сильно засоленных почв Приморья. До распашки в северной половине степной области преобладали разнотравно-типчаково-ковыльные степи, в южной—типчаково-ковыльные и полынные степи. В связи с распашкой целинные степи сохранились лишь в заповедниках, например в Аскании Нова и др.

Типчаково-ковыльно-разнотравные степи характеризуются преобладанием дерновинных злаков-ковылей и типчака с большим количеством разнотравья (*Adonis vernalis*, *Filipendula hexapetala*, *Trifolium montanum*, *Vicia tenuifolia*, *Adonis volgensis*, *Serratula radiata* и др.).

Типчаково-ковыльные степи (южные) занимают Приморье; северная граница проходит несколько южнее Тирасполя, Вознесенска, Кривого Рога, Запорожья и далее на Осипенко. Здесь преобладают южные черноземы и темно-каштановые почвы.

Для южных степей характерно обилие однолетних эфемеров, как: *Holosteum umbellatum*, *Erophila verna*, *Alyssum desertorum*, *Myosotis micrantha* и др. и значительного количества коротко-вегетирующих многолетников, как тюльпаны, гусиный лук и др.

На низменном побережье Черного моря и Сиваша, между Днепром и р. Молочной, широко распространены на солонцеватых каштановых почвах и на солонцах полынно-злаковые степи, на которых, кроме типчака, ковылей и житняка, в большом количестве произрастают полыни.

На плоских водоразделах степи, особенно на левобережье Днепра, часто встречаются неглубокие, иногда значительные по площади понижения — поды, с растительностью, которая резко меняется в зависимости от чередования засушливых и дождливых лет. В сухие годы растительность носит лугово-степной характер, во влажные — болотно-луговой.

На обширных песчаных террасах Нижнего Днепра широко распространены типчаково-ковыльные степи с преобладанием песчаного типчака и песчаного ковыля; в составе разнотравья — полынь — нефорош, молочай и другие виды, свойственные пескам. Большие площади здесь разбиты в результате выпаса скота и представляют обширные пространства полубогаженных песков, ныне вновь закрепляемых путем лесонасаждений. В поймах больших рек сосредоточены небольшие лески с преобладанием дуба, вяза, тополей и др.

Поймы Дуная, Днепра и низовьев Днестра характеризуются значительной заболоченностью, образуя так называемые плавни. Эти плавни заняты главным образом зарослями тростника и рогаза.

В степи благодаря богатым почвам и достаточному количеству тепла, хорошо растут пшеница, подсолнечник, развилось бахчеводство, садоводство, виноградарство и внедряются цитрусовые. Но недостаточное количество атмосферных осадков, следствием которого является сухость климата, заставляют вести упорную борьбу за получение высоких и устойчивых урожаев.

Решающим мероприятием является осуществление обводнения и орошения громадных площадей путем строительства разветвленной сети обводнительных и оросительных каналов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УССР

ПОЛОЖЕНИЕ УССР В ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Территория УССР расположена в пределах юго-западной части Русской (Восточно-Европейской) платформы.

Первая подробная тектоническая схема всей Русской платформы, в том числе и платформенной части УССР, была составлена А. П. Карпинским (1894, 1919). В своих классических работах А. П. Карпинский впервые дал картину строения Русской платформы и выделил ряд структурных элементов 1-го и 2-го порядка: кристаллические массивы и впадины, основные складчатые структуры и сбросы.

Исследования А. П. Карпинского получили дальнейшее развитие в работах А. Д. Архангельского (1923а, 1932, 1947б). На территории УССР А. Д. Архангельский выделил следующие структурные районы: Азовско-Подольский щит, Днепровско-Донецкую впадину, Донецкий кряж, Причерноморскую впадину и Карпаты. Вдоль западной границы Русской платформы Воронежский и Украинский щиты соединяются и образуют широкий южный подземный склон Балтийского щита.

Средняя, наиболее приподнятая часть подземного склона, где кристаллические породы перекрыты породами девона, получила название Полесского девонского вала. Весь этот мост кристаллических пород, соединяющий Балтийский щит с Воронежским и Украинским, известен теперь как Белорусско-Балтийский выступ кристаллического фундамента. Наиболее приподнятая область выступа с абсолютными отметками кристаллического фундамента от —190 до —300 м находится в районе гг. Ленинграда, Таллина, Гдова, Лиды и Кобрина.

Н. С. Шатский (1937а) дал иную тектоническую схему Восточно-Европейской платформы.

«Если исключить области, примыкающие на юге к альпийской складчатой зоне, — пишет Н. С. Шатский, — а на востоке к Уралу, то вся остальная часть Восточно-Европейской платформы в структурном отношении представляет систему синеклиз, вытянутых в общем широтном направлении; простираение отдельных изгибов изменяется от северо-восточного до северо-западного. Эта система с севера на юг складывается из следующих структур: 1) сводового поднятия Фенноскандии; 2) синклинальной структуры, составленной из Подмосковной мульды, поперечного антиклинального перегиба Полесского вала и Польской мульды; 3) южного сводового поднятия, слагающегося из сводового поднятия «главной девонской оси» с Воронежским массивом, и Украинского докембрийского массива, по крайней мере значительной его части. По-

следняя (южная) структура осложнена прогибом Украинской мульды, имеющей северо-западное простирание. Таковы основные структуры большей западной части платформы, развившейся в верхнедевонское и антраколитовое время и осложненной прогибами в мезозое».

В 1941 г. Д. Н. Соболев опубликовал тектоническую карту Украины и прилегающих территорий. Днепровско-Донецкая впадина названа этим исследователем Северо-Украинским бассейном, Воронежский кристаллический массив—Центрально-Русской плитой, Азово-Подольский массив—Украинской плитой. К северу от Донецкого кряжа выделяется Донецкий канал. На южных склонах Центрально-Русской плиты располагаются Рославльский и Донецкой шельфы.

Украинская плита расчленяется Д. Н. Соболевым на богиды, борисфениды, Ореховский ров, корсуниды, коростениды и саксаганиды; с запада и северо-запада она ограничивается Галицко-Волынской плитой и Полесским мостом, с востока — Азовско-Кубанским бассейном. От Северо-Украинского бассейна Украинская плита отделяется Киево-Полтавским шельфом и третьей зоной северо-западного постума Донецкого кряжа. В последнем различаются: Волновахский шельф, герцинское ядро, северная и южная мелко-складчатая кайма. На западных окраинах Донецкого бассейна выделяются первая и вторая зоны северо-западного постума. В пределах юго-западной части УССР Д. Н. Соболев выделяет Балтский склон, сарматский покров Молдавии и Предкарпатскую геосинклираль.

В своей работе, представляющей анализ данных по тектонике УССР, по материалам исследований, выполненных до 1941 г., В. Г. Бондарчук (1946а) определяет место Украины в структуре Евразии и Русской платформы, анализирует глубинную геологию, описывает структуры палеозоя, мезозоя и кайнозоя и выделяет геоструктурные районы.

По представлению П. И. Степанова, А. П. Ротая и др. (1937), Большой Донбасс является геосинклиральным сооружением в своей восточной части (Старый Донбасс и его восточное продолжение) и платформенным в западной. «Накопление всего комплекса угленосных отложений, — пишут П. И. Степанов, А. П. Ротай и др., — произошло в геосинклиальной впадине, общий режим опусканий которой сопровождался многократными явлениями остановок, медленных поднятий и опусканий дна, что вызвало циклическую смену морских фаций континентальными и обратно».

После Отечественной войны вышли в свет работы Н. С. Шатского (1946) и Г. Ф. Крашенинникова (1947), в которых Большой Донбасс рассматривается как внутриплатформенное сооружение.

Согласно исследованиям Н. С. Шатского (1946), Большой Донбасс по своей тектонической природе представляет внутриплатформенный прогиб, связанный на востоке посредством «внутреннего угла платформы» с Урало-Тяньшаньской геосинклиальной областью. По Н. С. Шатскому, крупные внутриплатформенные прогибы сопряжены с геосинклиальными областями посредством «внутренних углов», т. е. таких тектонических зон, где геосинклиальная область вдается во внутрь платформы в виде залива. По мнению этого исследователя, вершина внутреннего угла Донецкого прогиба находится где-то в низовьях р. Волги.

Отнесение Большого Донбасса к платформенным горным сооружениям вызывает следующие возражения:

1. В геосинклиальном прогибе Большого Донбасса (в его восточной части) «произошло накопление колоссальной по мощности песчано-глинистой толщи, по возрасту относящейся к карбону и перми» (Степанов, Ротай и др., 1937);

2. Важнейшим признаком геосинклинали является возникновение складчатости в ее срединной зоне и надвигание складок орогена на прилегающие платформы, что также имеет место в Старом Донбассе.

Следовательно, Большой Донбасс как геоструктура должен рассматриваться как геосинклинальный внутриплатформенный прогиб (Донецкий прогиб).

В современной тектонической схеме Донецкий прогиб охватывает следующие регионы:

- 1) Донецкий ороген — Старый Донбасс;
- 2) Донецкий субороген — область северо-западного погружения Донецкого кряжа;
- 3) Днепровско-Донецкую впадину или синеклизу.

После герцинского диастрофизма, в мезозое и палеогене Днепровско-Донецкая впадина представляла собой область довольно интенсивного опускания: мощность юры и верхнего мела достигает здесь 1400 м (Глинск), палеогена — 500 м. В герцинскую эпоху эта впадина являлась глубоким прогибом с мощностью палеозойских (средний девон—пермь) отложений до 3500—4000 м.

После Великой Отечественной войны было начато детальное изучение территории западных областей УССР и Молдавской ССР. Геосинклинальная часть этой территории — Восточные Карпаты — в региональном плане изучалась О. С. Вяловым (1949), М. В. Муратовым (1949) и А. А. Богдановым (1949); тектоника юго-западной части Русской платформы — Г. Х. Дикенштейном; С. И. Субботиным (1948) и др.

В пределах Советских Карпат и их внешних и внутренних предгорий О. С. Вялов (1949) выделяет следующие тектонические зоны (с севера на юг):

- 1) Предкарпатская депрессия;
- 2) Флишевая область с зонами: Скибовой (или Скольской), Кросненской (или Центральной Карпатской депрессией), Магурской и Раховской; сюда же относится Мармарошская зона;
- 3) зона экзотических утесов (Пьенинская);
- 4) зона миоценовых предгорий с Солотвинской или Верхнетиссенской подзоной, Выгорлат-Гутинской вулканической полосой и Чопской депрессией.

В геосинклинальной области Восточных Карпат А. А. Богдановым (1949) выделены:

- 1) Предкарпатский краевой прогиб с внешней и внутренней зонами;
- 2) складчатая область Восточных Карпат с зонами внешней синклинальной, центральной синклинальной и внутренней антиклинальной; выступы древних кристаллических пород (Мармарошский массив) образуют ядро внутренней антиклинальной зоны;
- 3) закарпатские впадины: Чоп-Мукачевская и Верхнетиссенская;
- 4) зона распространения миоценовых и плиоценовых вулканических пород.

С северо-востока и севера к геосинклинальной области Карпат примыкают Львовско-Люблинская впадина с Львовской мульдой и Вольно-Подольская плита, с которой граничит Предкарпатская впадина («Предгорье», «Тортонско-Стебникская мульда» или «Предкарпатский прогиб»). Отличительной чертой Предкарпатской впадины является глубокое погружение пород мела и палеогена и мощное развитие неогена в молласовых фациях, среди которых существенную роль играют соленосные свиты. В структурном отношении впадина характеризуется постепенным упрощением складчатых форм в направлении от внутренних

районов структуры к внешнему краю. Для южной широтной части прогиба характерны диапировые структуры.

Характеризуя геоструктуру Украины в целом, прежде всего в ней необходимо выделить две части: 1) платформенную и 2) геосинклинальную — Восточные Карпаты с Предкарпатской и Закарпатскими впадинами.

В геоструктуре платформенных восточных областей УССР выделяются следующие регионы:

- 1) Днепровско-Донецкая впадина;
- 2) Украинский кристаллический массив;
- 3) Причерноморская впадина;
- 4) Львовско-Люблинская впадина;
- 5) Вольно-Подольская плита.

В Альпийской геосинклинальной области Карпат выделяются следующие геолого-тектонические зоны:

- 1) Предкарпатская впадина (Предкарпатский краевой прогиб, предгорье Карпат, Торгонско-Стебникская мульда);
- 2) Флишевые Карпаты (Скибовая зона и Центральная Карпатская депрессия);
- 3) зона Центрального антиклинория;
- 4) зона Вулканических Карпат;
- 5) Закарпатская впадина.

Ниже приводится описание выделенных регионов и тектонических зон, показанных на рис. 2.

ПЛАТФОРМЕННАЯ ЧАСТЬ УССР

Днепровско-Донецкая впадина. Днепровско-Донецкая впадина ограничивается на юго-западе и юге Украинским кристаллическим массивом, на северо-западе — Белорусско-Балтийским выступом кристаллического фундамента, на северо-востоке — Воронежским кристаллическим массивом и на юго-востоке — складчатым сооружением Донбасса.

Площадь впадины прикрыта плащом четвертичных и плиоценовых отложений, обнажения палеогена составляют редкость, а более древние породы выходят на поверхность только на крыльях, а также в кэпроках Роменской и Исачковской соляных структур. Наши представления о стратиграфии дочетвертичных отложений, морфологии структур и этапе их тектонического развития базируется главным образом на данных геофизики и бурения.

После Великой Отечественной войны в Днепровско-Донецкой впадине по линии Путивль—Райозеро трестом «Укрвостокнефтеразведка» разбурен генеральный профиль скважин.

Путивльской скважиной вскрыт нижний карбон (намюр и визе) на глубине 780 м. Намюр залегает на глубине 780—875 м (мощность 95 м) и представлен пестроцветом; визейский ярус (875—924 м) залегает на докембрии и представлен темно-серыми глинами. Докембрийские кристаллические породы вскрыты на глубине 970 м.

В с. Смелом верхний и средний карбон вскрыт на глубине 1500—1991 м, нижний карбон на глубине 1991—2224 м, ниже — с глубины 2218 м и до 2224 м — кристаллические породы.

В Глинске верхний карбон залегает на глубине 2403 м, в Райозеро C_2 — на глубине 1280—1340 м, C_1 — 1340—1440 м, кристаллические породы встречены на глубине 1440 м.

В Днепровско-Донецкой впадине верхи среднего карбона (свита C_2^7) и верхнего карбона представлены пестроцветами. Свиты C_2^2 — C_2^6 выра-

жены терригенными фациями — чередованием глинистых сланцев, песчаников, алевролитов и углей. Угли здесь аллохтонные и подстилаются не «кучерявчиком», а алевролитом. Мощность среднего карбона в границах свит C_2^2 — C_2^6 — 500 м.

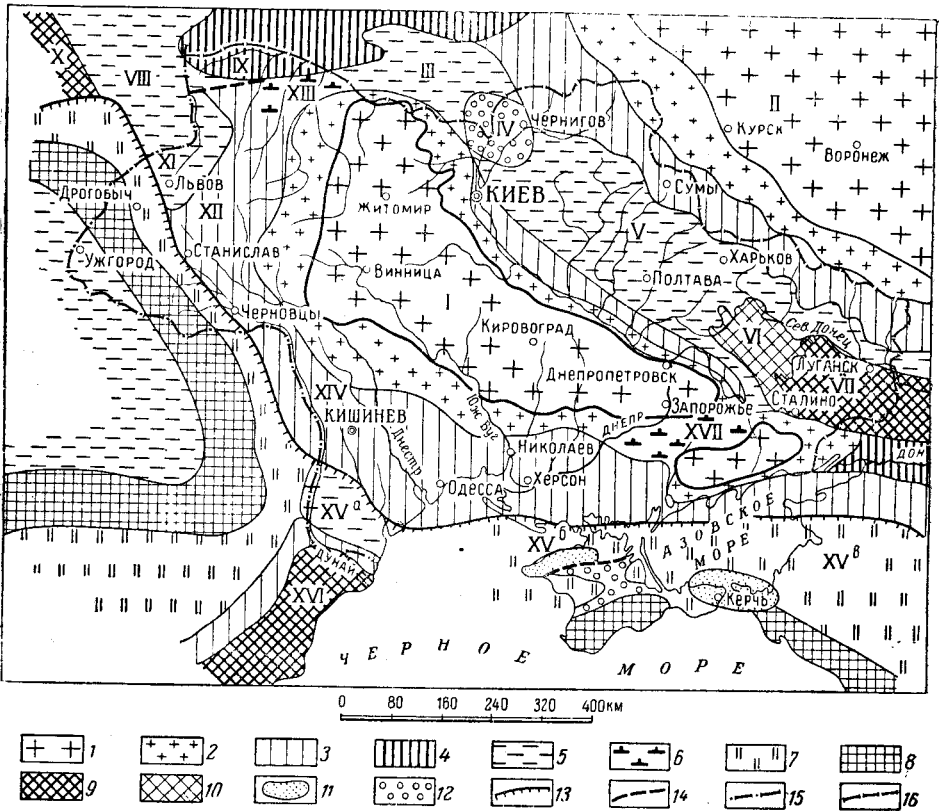


Рис. 2. Тектоническая схема платформенной части УССР и сопредельных территорий (составил Н. Ф. Балуховский)

1—кристаллические массивы; 2—склоны кристаллических массивов; 3—склоны впадин и прогибов; 4—районы неглубокого (до 1000 м) залегания докембрийского фундамента; 5—впадины и муьды; 6—прогибы на Украинском кристаллическом массиве; 7—краевые прогибы; 8—мегаантиклиналы Карпат, Крыма и Кавказа; 9—герцинские орогены; 10—герцинские суборогены; 11—центральные поднятия (альпийские); 12—поперечные валы; 13—граница Восточно-Европейской платформы; 14—Волинский и Тарханкутский сбросы; 15—граница СССР; 16—граница СССР

I—Украинский кристаллический массив; II—Воронежский кристаллический массив; III—Припятский прогиб; IV—Черниговский вал; V—Днепровско-Донецкая впадина; VI—Донецкий субороген; VII—складчатое сооружение Донбасса; VIII—Львовско-Люблинская впадина; IX—Вольно-Брестское поднятие; X—Келецко-Сандомирский край; XI—Львовская муьда; XII—Вольно-Подольская плита; XIII—Пинский прогиб; XIV—Бессарабская плита; XV—Причерноморская впадина, в том числе: XVa—Молдавская впадина; XVб—Каркинитский прогиб; XVв—Азовско-Кубанская впадина; XVI—Добруджа; XVII—Орехово-Гуляйпольский прогиб

Намюр сложен глинистыми сланцами и розовато-белыми известняками, иногда доломитизированными, мощностью 120—150 м.

Визейский ярус представлен известняками и темно-серыми глинистыми сланцами мощностью 120—150 м.

Наиболее глубокая в Днепровско-Донецкой впадине — Колайдинская скважина (глубина 3236 м) встретила карбон на глубине 1246 м. Черниговская опорная скважина вскрыла кристаллический фундамент на глубине 2751—2828 м. Общая мощность визейских, турнейских и верхнедевонских осадков, вскрытых Колайдинской скважиной, составляет 1990 м.

На значительной площади Днепроовско-Донецкой впадины, от низовьев р. Орели до г. Павлограда, проведен большой объем разведочных работ на каменный уголь. В районе Павлограда изучен весь разрез нижнего карбона от известняков F_1 до кровли девона. Общая мощность песчано-глинисто-известняковой толщи нижнего карбона 900—950 м. В Павлоградском районе продуктивная верхневизейская угленосная толща имеет мощность 300—350 м.

Древнейшие отложения, вскрытые буровыми скважинами в Заче-пиловке, Колайдинцах и других пунктах, относятся к девону. Это — каменная соль, песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями серых и красных глин. Вскрытая мощность терригенной толщи девона в Ромнах 180 м.

В кэпроке Исачковской структуры встречаются известняки с фауной франского яруса верхнего девона (Куцыба, 1939).

Отложения карбона изучены в Ромнах. Здесь выделены: турнейский, визейский и намюрский ярусы нижнего карбона, а также средний карбон. Общая мощность роменского карбона 1000—1100 м.

На породах карбона лежат пермские, триасовые и юрские отложения, вскрытые многими скважинами. Констатированы следующие пере-рывы: карбон — пермь, нижняя пермь — верхняя пермь, пермь — триас. Обнажения юры встречаются только в зоне каневских дислокаций. В центральной части впадины юра представлена всеми тремя отделами, а на юго-западном крыле — байосом, батом, келловеем, оксфордом и кимериджем; в Ромнах — нижним оксфордом, келловеем и, возможно, батом.

По данным К. И. Макова (1941), наибольшее погружение юрских пород (отметка кровли до —587 м) соответствует осевой части впадины, (Бахмач — Кириковка — Харьков).

В приосевой зоне впадины под верхнемеловыми осадками встречена толща глин и песков нижнемелового возраста.

Сеноман в большинстве случаев представлен глауконитовыми серо-зеленого цвета мелко- или среднезернистыми песками с прослоями и линзами кремнистых песчаников. Мощность сеномана в верховьях Десны 2—10 м, в Курске и Старом Осколе 40—45 м, в Харькове 30 м, в Полтаве 10 м, Киеве 40 м, Глинске 125 м, Каневе 15—25 м.

Сеноман перекрывается мелом и мергелями турона и сенона. Мергельно-меловая фация верхнего мела развита чрезвычайно широко и вскрыта значительным количеством скважин. Мощность верхнего мела в Харькове 540 м, в Кириковке 552 м, Ромнах 477 м, Глинске 643 м, в Полтаве от 127 до 268 м, Киеве 10—15 м, Белгороде 239 м, Курске 60 м.

Датский ярус известен в Ромнах и Глинске (?). Сложен серо-зелеными и темно-серыми глинами, переходящими по направлению к своду в пески и конгломераты. Мощность 11—45 м.

Полная серия нижнетретичных пород развита в центральной части и на юго-западном крыле впадины. В области северного шельфа (зона Путивль—Сумы—Купянск) палеоген сильно размыт и представлен мелкозернистыми обычно глауконитовыми песками.

В палеогене выделяются: каневский ярус — верхний палеоцен. Темно-зеленые и серые пески и серые песчаные глины. Мощность 30—100 м.

На каневских песках трансгрессивно лежат бучакские серо-зеленые, серые и белые пески с включениями песчаника. Мощность бучака 15—40 м, на южном крыле Роменской структуры — 250 м. По К. И. Макову (1941) наибольшие мощности бучакского яруса наблюдаются вдоль

оси эоценовой мульды по линии Довжик—Миргород—Полтава. На крыльях впадины мощность бучака уменьшается.

На бучак трансгрессивно ложатся отложения киевского яруса, относящегося к верхнему эоцену. Серо-зеленые и голубые мергели киевского яруса являются весьма устойчивым горизонтом. В верхней части киевский мергель переходит в бескарбонатную глинистую породу «наглинок». Мощность мергелей и глин киевского яруса в центральной части впадины 25—30 м, на крыльях 8—15 м. На погруженных крыльях Роменской и Исачковской структур киевский ярус представлен в мандрыковской фации песками с прослоями ракушнякового известняка мощностью до 180 м (Ромны).

Глины киевского яруса покрыты неоднородной по составу толщей песчано-глинистых отложений харьковского яруса. В центральной зоне впадины (Лубны—Ромны) мощность яруса отличается непостоянством и колеблется в пределах 25—250 м, резко увеличиваясь в синклиналиях и зонах компенсационного опускания, на контакте с соляными штоками. На крыльях впадины мощность харьковского яруса сокращается до 5—15 м.

Полтавские пески сильно размыты и сохранились преимущественно на водораздельных пространствах. Мощность яруса на крыльях впадины 20—25 м, в осевой части 30—40 м.

Дальнейшее развитие впадины шло по линии выработки долинного ландшафта с образованием вложенных террасовых ступеней на поднимающихся блоках и погребенных, наложенных террас на погружающихся блоках.

Начиная с А. П. Карпинского, ряд исследователей, в том числе и А. Д. Архангельский (1947а), рисуют Днепровско-Донецкую впадину как грабен, возникший в древнем кристаллическом ложе. По представлению А. Д. Архангельского, сложная донецкая складчатость распространяется далеко во впадину.

Проведенные геофизические исследования и глубокое бурение по генеральному профилю (линия: Райозеро—Исачки—Глинск—Ромны—Смелое—Путивль) подтвердили наличие региональных уступов в кристаллическом фундаменте (или разломов) северо-западного простирания, не менее двух на каждом крыле. В то же время констатирована достаточно сложная складчатость диапирового типа в центральной, наиболее опущенной (до 4—5 км) территории впадины, названной М. М. Жуковым центральным грабеном.

Разломы, ограничивающие центральный грабен, сопряжены с зонами соляных структур.

Украинский кристаллический массив. Характерной особенностью платформенной части УССР является наличие крупного поднятия кристаллических пород — Украинского кристаллического массива, занимающего центральную часть республики и небольшие участки на юге Белорусской ССР и Ростовской области.

Массив начинается на северо-западе от г. Сарны где кристаллические породы залегают на абсолютных отметках от 0 до 40 м. Наибольших абсолютных отметок в 200—227 м поверхность докембрия достигает на отдельных участках Житомирской, Винницкой и Кировоградской областей. На всей этой территории поверхность кристаллического массива неровная, она состоит из пологих поднятий и депрессий с относительными превышениями, достигающими 90 м.

Восточнее меридиана г. Кировограда происходит постепенное уменьшение абсолютных отметок, на площади Орехово—Гуляйпольского прогиба они приобретают отрицательное значение, в районе Приазовской

части массива наблюдается подъем до +120 м, а затем следует плавное погружение на восток. В Мариуполе кристаллические породы залегают на глубине 607 м, в Ростове-на-Дону — 623 м. Общая протяженность массива от г. Сарны до Ростова-на-Дону 1125 км; наибольшая ширина в 300 км наблюдается в четырехугольнике Киев—Хмельницкий—Котовск—Черкассы. В плане массив имеет изогнутую форму, обращенную выпуклостью на юго-запад.

В состав докембрийских образований Украинского массива входят разнообразные метаморфические, интрузивные и эффузивные породы.

Большое количество магматических пород представляют собой образования, возникшие в глубоких зонах складчатых систем.

Исследования Н. П. Семененко (1951) показали, что древнейшими складчатыми образованиями являются Побужские и Приднепровские складчато-интрузивные зоны, имеющие северо-западное простирание. Эти зоны приурочены к относительно наиболее приподнятым частям территории Украинского кристаллического массива.

Развитая в средней и восточной части массива саксаганская серия кристаллических сланцев и железистых пород с подстилающими их толщами метабазитов залегает в виде трех синклиналией — Саксаганско-Ингулецкого, Бузулукского и Орехово-Павлоградского. Формирование синклиналией обязано саксаганской или скифской тектонической фазе, одной из фаз докембрийского диастрофизма, создавшей складчатые структуры субмеридионального простирания.

Наконец, в северо-западной части кристаллического массива выходит субширотная Волынская складчатая система, сложенная овручской серией, большая часть ее погребена под молодыми образованиями.

Причерноморская впадина. Причерноморская впадина представляет собой глубокую депрессию широтного простирания, ограниченную на юге поднятиями и горными сооружениями Тамани, Керчи, Крыма и Добруджи, а на севере — Украинским кристаллическим массивом. Западная граница впадины условно ограничивается гипотетическим погребенным Добруджинско-Станиславским валом, восточная не имеет естественной границы и переходит в Предкавказский краевой прогиб.

Причерноморская впадина состоит из трех более мелких краевых впадин, разделяющих платформенную и геосинклинальную области: Молдавской, Каркинитской и Азово-Кубанской. Крайней западной в этой системе является Молдавская впадина. На востоке она отделяется от Каркинитской впадины (выделенной М. В. Муратовым) Нижне-Днестровским выступом кристаллического фундамента. Каркинитская впадина в свою очередь отделяется Перекопской поперечной перемычкой от следующей к востоку Азово-Кубанской впадины.

Причерноморская впадина является составной частью средиземноморской геосинклинальной области. Последняя в интересующей нас части состоит из следующих регионов:

1. Северное крыло Причерноморской впадины.
2. Азово-Кубанская впадина.
3. Каркинитская впадина.
4. Молдавская впадина.
5. Тарханкутский антиклинорий.
6. Дислокации Керчи и Тамани.
7. Крымская мегаантиклиналь.
8. Добруджская плита.

Общая характеристика геоструктур Причерноморской впадины приводится в табл. 2.

Таблица 2

Геоструктуры Причерноморской впадины и смежных районов

№ п/п	Название	Генетический тип геоструктуры (региона). Мощность осадков	Характер складчатости. Время формирования
1	Северное крыло Причерноморской впадины	Платформа, контактирующая на юге с краевыми прогибами. Мощность осадков до 1500 м	Моноклираль, осложненная уступами
2	Азово-Кубанская впадина	Краевой, молласового типа, прогиб складчатых сооружений Керчи, Тамани и Северо-Западного Кавказа. Прогиб расчленен на плиты различной подвижности, захваченные на юге движением орогена. Мощность осадков мезо-кайнозоя в осевой части около 3000 м	В южной части Азовского моря возможны пологие и диапировые складки. Начало формирования впадины — миоцен
3	Молдавская впадина Преддобржский краевой прогиб	Краевой поперечный прогиб платформы. Возник на месте герцинского краевого прогиба. Толща юрских осадков имеет мощность более 2500 м	Впадина имеет грабенообразное строение, в центральной части дислоцирована. Начало формирования относится к триасу
4	Крымская мегаантиклиналь	Сильно дислоцированная геосинклиральная зона. Мощное накопление триасовых, юрских и нижнемеловых осадков	Антиклинории, синклинории, надвиги и разломы. Сложная складчатость. Начало формирования относится к среднему лейасу. Сформировалась мегаантиклиналь в предмеловую фазу.
5	Дислокации Керчи и Тамани	Дислоцированная олигоцен-миоценовая интрагеосинклиральная. Мощное накопление олигоценовых (2500 м) и миоценовых (около 1000 м) осадков	Диапировые складки, осложненные грязевыми вулканами. Формирование началось в миоцене
6	Тарханкутский антиклинорий (северная часть)	Центральное поднятие в районе мощного накопления верхнемеловых, палеогеновых и миоценовых осадков. Мощность мезо-кайнозоя свыше 3000 м	Брахискладки, сбросы, надвиги. Основная складчатость — предпалеогеновая
7	Каркинитская впадина	Краевой прогиб складчатых сооружений Тарханкута. Мощность мезо-кайнозоя в осевой части более 2800 м	Начало формирования относится к ларамийской фазе
8	Добруджская плита	Герцинский антиклинорий. В альпийскую эпоху часть платформы. Связан подземным палеозойским валом с Келецко-Сандомирским кряжем (по С. И. Субботину и М. В. Муратову). Незначительная мощность мезо-кайнозоя	Сложно-складчатое герцинское сооружение, инъецированное интрузиями изверженных пород. Мезо-кайнозойский комплекс осадков полого дислоцирован

Львовско-Люблинская впадина. Глубокий синклинальный прогиб меридионального простирания, отделяющий Волыно-Подольскую плиту от Келецко-Сандомирского кряжа, выделен С. И. Субботиным (1948) и назван Львовско-Люблинской впадиной. Юго-восточная часть впадины известна как Львовская мульда. В осевой части региона, по геофизическим данным, докембрий опущен на глубину 4—5 км, палеозой — на 1 км. Южной своей частью Львовско-Люблинская впадина, расширяясь, соединяется с Предкарпатской впадиной. В северном направлении намечается переход в область Северо-Германской впадины. Восточная часть Львовско-Люблинской впадины отделяется от Южно-Белорусского грабена подземным продолжением Украинского кристаллического массива и Белорусско-Балтийским выступом кристаллического фундамента.

В строении впадины принимают участие палеозойские, юрские, меловые и третичные отложения, ось ее проходит через г. Люблин и несколько восточнее Варшавы.

На юге Львовско-Люблинская впадина сливается с Львовской мульдой. Дно Львовской мульды сложено отложениями среднего карбона, выше которых залегают юрские, меловые и третичные образования.

Волыно-Подольская плита. Волыно-Подольская плита представляет собой погруженный под палеозойские отложения (кембрий, силур, девон, карбон) западный склон Украинского кристаллического массива. Отложения палеозоя на всей площади плиты прикрыты чехлом более молодых образований (мел — миоцен). С запада плита ограничивается Львовско-Люблинской впадиной, Львовской мульдой и Предкарпатской впадиной. На севере плиту ограничивает Волинский сброс, на юге — р. Днестр. Мощность кембрийских и силурийских отложений в южной части плиты (р. Днестр) составляет 900 м, девонских 1060 м, каменноугольных 1000—1200 м. По мере подъема слоев к Украинскому кристаллическому массиву наблюдается уменьшение мощности красноцветных пород нижнего девона от 330 м на Подолии, 300 м в Олеско, до 100 м в районе Пелче.

В восточной части плиты, ближе к кристаллическому массиву, широко развиты эффузивные породы основного состава.

По данным Г. Х. Дикенштейна, общее моноклинальное падение пород плиты на запад осложняется локальными поднятиями: Верхнеушицким, Новоушицким, Жванским и др. К зоне выклинивания девонских отложений приурочена Пелчинская дислокация.

В зоне контакта Подольской плиты с Предкарпатской впадиной угол падения пород палеозоя увеличивается до 10—15°. Севернее Волинского сброса располагается Волыно-Брестское поднятие, сложенное неглубоко залегающими (до 2000 м) кристаллическими породами и толщей нижепалеозойских (преимущественно острожских или рифейских) отложений, моноклинально падающих на запад.

На юго-востоке Волыно-Подольская плита граничит с северным бортом Молдавской впадины, именуемым иногда Бессарабской плитой. Поскольку эти регионы имеют весьма сходное геологическое строение и между ними нет естественных границ, вся эта территория объединяется нами в Одесско-Брестскую плиту.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЧАСТЬ УССР¹

Предкарпатская впадина. Предкарпатская впадина расположена между Волыно-Подольской плитой и флишевой зоной (берегом) Карпат. Впадина занимает громадную площадь длиной около 250 км и

¹ Геосинклинальная часть подробно описывается во второй части пятого тома.

шириной 40—80 км. По характеру разреза и типу тектонических нарушений эта территория разделяется Н. Р. Ладыженским (1949) и А. А. Богдановым (1949) на две части: северо-восточную — приподольскую (внешняя зона по А. А. Богданову) и юго-западную — прикарпатскую (внутренняя зона по А. А. Богданову).

Приподольская часть или Внешнее Предгорье представляет синклинорий, выполненный 1,5—2-километровой глинисто-песчано-молласовой толщей тортонского и сарматского возраста, лежащей непосредственно на поверхности полого залегающих меловых отложений. Нижнемиоценовые соленосные отложения здесь либо совершенно отсутствуют, либо сокращаются до минимальных мощностей. Газоносная полоса Предкарпатья располагается в зоне северо-восточного крыла предгорного синклинория. Основные газовые месторождения — Ходовице, Опора, Дашава, Угерско — построены более или менее однотипно: вверху залегает надвинутый покров, сложенный верхнестебницкими слоями, соленосной толщей и нижнестебницкими слоями. Поднадвиговая толща представлена продуктивными «дашавскими» отложениями — серыми известковистыми глинами с пачками и прослоями мелкозернистых песчаников. Вольно-Подольская плита ступенчато погружается к юго-западу под складчатую Прикарпатскую (внутреннюю зону) впадину.

Прикарпатское Предгорье сложено 3—4-километровой толщей миоценовых образований, перекрывающих палеогеновые и меловые породы карпатского флиша. В основании миоцена лежит соленосная свита.

В тектоническом отношении внутренняя часть Предкарпатской впадины сложена дисгармоничными складками, часто нарушенными надвигами, опрокинутыми на северо-восток.

О. С. Вялов считает, что Предкарпатская впадина является очень сложной единицей. «Фации мела и палеогена, — пишет О. С. Вялов (1949), — в южной части типичны флишевые, в северной части — платформенные; на юге отложение верхнего мела происходит в очень беспокойной тектонической обстановке — в условиях осцилляционного погружения, на севере в это время идет спокойное постепенное погружение. В начале верхнемелового времени древнее основание на юге находилось на значительной глубине, на севере оно было приближено к поверхности. В миоцене прогибание и образование депрессии на юге началось сразу же, вернее, продолжалось с палеогенового времени, на севере оно началось только в верхнем миоцене. На юге миоценовая складчатость очень резкая, приведшая к образованию системы сложных складок, иногда даже лежащих, на севере она проявилась только в образовании очень пологих широких антиклиналей.

Эти различия сближают северную окраину с Подольской плитой (платформой), а южную — с Флишевыми Карпатами».

Флишевые Карпаты. Границами этой зоны, по О. С. Вялову (1949), служат: на севере так называемый берег Карпат, контакт, обычно тектонический, с Предкарпатской впадиной, а на юге — полоса распространения экзотических утесов (продолжение пьенид Западных Карпат). В пределах флишевой зоны наблюдаются разнообразные свиты карпатского флиша, относящиеся по возрасту к различным горизонтам мела и палеогена. Внутри Флишевых Карпат обычно выделяют Скибовую зону, зону Центральной Карпатской депрессии и Магурский покров или плащевину.

Скибовая зона состоит из серии сорванных узких складок, опрокинутых на север и северо-восток. Западная часть Предкарпатской впадины, контактирующая со скибовой зоной, перекрывается наложенными

друг на друга чешуйчатыми структурами, создающими сложные многоярусные сооружения (Бориславская складка и др.).

Центральная Карпатская депрессия отделяет скибовую зону от Магурской плашевины. На поверхности депрессии широким распространением пользуются верхнеолигоценые кросненские слои, представленные песчано-глинистыми осадками. Характерной чертой является развитие в пределах депрессии сдавленных, узких и крутых антиклиналей, разделенных широкими, плоскими синклиналями. Ядра антиклиналей сложены пластичными породами менилитовой свиты.

В западном направлении (Польша) происходит общий подъем осей складок, в ядрах которых появляются породы мела; в направлении на юго-восток (Буковина) наблюдается погружение всей складчатости.

Магурский покров расположен в центральной части Карпат, в пределах водораздельной части хребта. Название покрова или плашевины должно подчеркивать шарьяжный характер зоны. В полосе магурской зоны развиты менилитоподобные фации верхнемеловой толщи и эоценовые складки.

«Тектоника зоны Магуры, — пишет О. С. Вялов (1949), — неясна. Ее рассматривают и как гигантский покров, сорванный с основания и продвинувшийся далеко на север, и как зону совершенно нормальных антиклиналей и синклиналей».

Зона Центрального антиклинория. Внутренний кристаллический массив Восточных Карпат — Мармарошский массив — располагается на юго-востоке за пределами территории СССР. Массив имеет 225 км в длину и 30—50 км в ширину (в средней части).

В строении Мармарошского массива принимают участие кристаллические сланцы и мраморы палеозоя и, возможно, докембрия; в средней части массива развиты гнейсы. В пределах границ СССР зона Центрального антиклинория протягивается непрерывной и широкой полосой и охватывает главный водораздел Карпат и их юго-западный склон.

Строение зоны А. А. Богданов (1949) описывает следующим образом: «В юго-восточной ее части находятся Раховский кристаллический массив и Чивчинские горы (северо-восточное окончание Мармарошского массива Румынии), сложенные древними, возможно, частично допалеозойскими кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками и гнейсами. Кристаллический комплекс образует ядро сложного и очень крупного антиклинория. Кристаллическое ядро антиклинория покрывается чехлом интенсивно дислоцированных известняков, мраморов, порфиритов, песчаников и конгломератов триасового и юрского возраста».

После погружения кристаллического ядра на его северо-западной части, вдоль границы площади сплошного распространения флиша и миоценовых осадочных и эффузивных образований, протягиваются две прерывистые полосы юрских пород, известные под названием гряды Карпатских утесов или «клиппенов». Гряда тянется в виде дуги на протяжении 500 км от Мармарошского массива до Вены.

Утесы трансгрессивно перекрываются песчаниками и мергелями альбского, сеноманского и сенонского возрастов.

Огромное большинство иностранных геологов, изучавших строение утесов, связывает их происхождение с явлениями крупных надвигов и шарьяжей. Советские геологи (М. В. Муратов, А. А. Богданов, М. М. Жуков, В. И. Славин и др.) выступают вообще против теории шарьяжей и объявили ее несостоятельной. По их мнению, общий стиль строения Карпат скорее отвечает хорошо изученной складчатой структуре Кавказа, чем гипотетическим разрезам через Швейцарские Альпы,

построенным А. Геймом и его учениками. В связи с этим и обе гряды утесов рассматриваются сейчас как антиклинорий неправильного строения, в котором имеется два ряда антиклиналей, разделенных синклинальной полосой.

Характерной чертой зоны Центрального антиклинория является значительная мощность флишевой формации мела и палеогена (4000—7000 м).

Зона вулканических Карпат. Юго-западное крыло мегаантиклинали Восточных Карпат осложнено крупными разломами, которые обусловили образование глубоких впадин Закарпатья и интенсивные излияния вулканических пород: трахитов, андезитов, риолитов и их туфов.

Время излияний относится к верхнему миоцену. Покровы эффузивов слагают Выгорлат-Гутинский хребет (район Ужгород — Мукачево) и гряде Шимакка (высота 1092 м). Выгорлат-Гутинская полоса андезитов и их туфов продолжается в пределы Румынии. Обширная полоса эффузивов ограничивает с востока Трансильванский бассейн, большие площади заняты вулканическими породами также в центральной части Западных Карпат.

Закарпатские впадины. Юго-западнее складчатой зоны Восточных Карпат располагаются миоценовые предгорья Закарпатья. О. С. Вялов (1949) выделяет здесь две котловины, разделенные между собой Выгорлат-Гутинской вулканической грядой — Чопскую и Солотвинскую. Западнее гряды находится Чопская котловина, восточнее — Солотвинская (или по А. А. Богданову и В. И. Славину — Верхнетиссенская).

Солотвинская котловина выполнена толщей мощностью в 5—6 км песчано-глинистых пород и конгломератов миоцена, с горизонтом вулканических туфов и соленосной свитой в низах разреза. Соль образует здесь соляной купол Солотвина; здесь также известны брахиантиклинальные поднятия, представляющие скрытодиапировые складки.

Чопская впадина изучена слабо вследствие плохой ее обнаженности. По-видимому, здесь, так же как и в Солотвинской котловине, широко распространены и имеют большую мощность отложения нижнего и среднего миоцена, в которых присутствует соленосная свита. Возможно также присутствие сарматских и более молодых эффузивов.

По мнению А. А. Богданова (1949), обе закарпатские впадины представляют части крупного единого прогиба, возникшего в нижнемиоценовое время и обладают единым стилем внутреннего строения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ УССР И МССР

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В связи с особенностями геологического строения платформенной части Украинской ССР вначале приводится описание геологического строения, стратиграфии, вулканизма, метаморфизма и тектоники докембрийского складчатого фундамента Украинского кристаллического массива, а затем описание геологического строения осадочного чехла платформы.

Сведения о докембрии Украинского кристаллического массива впервые появились во второй половине восемнадцатого столетия в дневниках акад. Гильденштедта. В 1787 г. вышла из печати работа акад. Василия Зуева, который первый обратил внимание на железистые сланцы в обнажениях берегов р. Саксагани.

До Великой Октябрьской социалистической революции изучение докембрия Украины проводилось преимущественно сотрудниками высших учебных заведений, а также Геологического комитета и Российской академии наук.

Работы харьковских ученых — Брио (1812), Н. Д. Борисяка (1862), И. Ф. Леваковского (1871), М. Ф. Клемма (1874, 1875, 1877), А. В. Гурова (1880, 1882), П. П. Пятницкого (1898) и др. посвящены в основном исследованиям центральной и приазовской частей кристаллического массива по рр. Днепру, Ингульцу, Саксагани, Кальминусу, в районе Кривого Рога и в бывшем Бердянском и Мариупольском уездах.

Работы киевских ученых — К. М. Теофилактова (1851а, 1876а), В. Е. Тарасенко (1895, 1899а), В. И. Лучицкого (1910) и др. — охватывали главным образом северо-западную часть кристаллического массива в районах нынешних Киевской, Житомирской и Винницкой областей.

В связи с десятиверстными съемками, а также с изучением Кривого Рога и проведением железнодорожных изысканий, исследования кристаллического массива производили сотрудники Геологического комитета и Российской академии наук.

Работы по петрографии и общей тектонике южной половины Европейской России были опубликованы Н. А. Барбот-де-Марни и А. П. Карпинским (1873) и А. П. Карпинским (1883).

В этот период появляются первые схемы по стратиграфии пород докембрия (Феофилактов, 1851а; Лучицкий, 1912) и тектонике (Ласкарев, 1905; Карпинский, 1919), а также первые сведения об осадочных комплексах докембрия. В. А. Сельским (1912) были описаны ксенолиты

известняков из карьера в Гнивани, а В. И. Лучицким (1919) — кристаллические известняки и сланцы по р. Тетереву. Кроме того, в работах В. И. Лучицкого, И. А. Морозевича, В. Е. Тарасенко, К. М. Теофилактова и др. были описаны различного возраста интрузии: гранитов, габбро-лабрадоритов, щелочных сиенитов Приазовья и др., а также различные эффузивные породы Волыни и Приазовья. Наряду с этим был поднят ряд теоретических вопросов о генезисе и наименовании пород, слагающих кристаллический массив; основная дискуссия была посвящена генезису так называемых гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов. Однако исследования дооктябрьского периода не дали полного представления о составе, стратиграфии, тектонике и истории формирования докембрия Украинского кристаллического массива; за это время был накоплен лишь разрозненный материал и описаны отдельные породы, слагающие различные районы массива.

Систематическое изучение докембрия Украины в широких масштабах было начато после Великой Октябрьской социалистической революции. Исследования проводятся крупными коллективами геологов ряда созданных в УССР геологоразведочных и научно-исследовательских организаций.

В связи с трехверстными геологическими съемками были составлены геолого-петрографические карты докембрия для отдельных участков кристаллического массива. Н. И. Безбородько издает петрогенетическую карту докембрия, сопровождающуюся описанием различных магматических комплексов.

В довоенное время начинается изучение полезных ископаемых УССР. Из них особо следует отметить разведочные работы на графит в Побужье, а также в Приазовском и Криворожском районах.

В это же время появляется ряд стратиграфических схем, которые сейчас уже представляют исторический интерес: В. И. Лучицкого (1930, 1935), Н. И. Безбородько (1935а, б), Д. Н. Соболева (1936), В. Н. Чирвинского (1936), М. И. Ожеговой и др.

Великая Отечественная война прервала геологические исследования, которые возобновились только в 1944 г.

С 1944 по 1947 г. Украинским геологическим управлением составляется геологическая карта УССР в масштабе 1 : 500 000. При составлении этой карты была произведена стратификация пород кристаллического массива (Н. Т. Вадимов, А. Н. Козловская, К. И. Тимофеев, Л. Г. Ткачук) и дана их сводная характеристика. В 1947 г. Институтом геологических наук АН УССР была выпущена сводная работа по докембрию Украинского кристаллического массива, содержащая описание его метаморфических и магматических комплексов; составлена также первая структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива в масштабе 1 : 1 000 000.

В послевоенный период Институтом геологических наук АН УССР проводились детальные структурно-петрографические исследования отдельных участков и кристаллического массива. Украинским геологическим управлением велись и ведутся в настоящее время детальные комплексные геологические съемки, в результате которых составлены структурно-петрографические карты в масштабе 1 : 200 000 для центральной приднепровской и северной частей кристаллического массива, бассейна р. Тикича, Западного Приазовья и Побужья. Проведены также съемки в масштабе 1 : 50 000 на отдельных участках щелочного массива Приазовья, в районе Коростенского плутона на Волыни, а также на Побужье.

Большие территории кристаллического массива были покрыты геофизическими — магнитометрическими и гравиметрическими съемками,

при которых выявлены многочисленные полосы аномалий, связанных с развитием железорудных формаций и серий метабазитов. Геофизические съемки позволили вскрыть строение кристаллического массива на необнаженных водораздельных пространствах. В связи с изучением Криворожского железорудного бассейна значительные работы по исследованию структуры его рудных полей провели Я. Н. Белевцев, Ю. Г. Гершойг, П. М. Каниболоцкий, Н. П. Семененко.

В результате геологосъемочных и разведочных работ, проведенных геологами Украинского геологического управления (Я. М. Грицков, М. Н. Доброхотов, В. А. Нечаев, А. А. Настенко и др.) была разработана стратиграфическая схема и составлены детальные геологические карты масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 для района Кривого Рога, Кременчуга и других участков магнитных аномалий.

В настоящее время в связи с разведками и поисками железных и силикатно-никелевых руд, бокситов и редких элементов проводится детальное изучение и составление карт масштаба 1 : 25 000 и 1 : 10 000 для районов развития железорудных формаций и серий метабазитов центральной части, на Побужье и в Приазовском районе кристаллического массива. Многочисленные разведочно-поисковые работы проведены также по исследованию пегматитов, особенно в Приазовье и на Волини (Н. Т. Вадимов, В. А. Труханюк, Ю. Ю. Юрк и др.).

Многочисленными геолого-петрографическими исследованиями Н. Т. Вадимова, А. Н. Козловской, В. И. Лучицкого, И. Л. Личака, М. И. Ожеговой, Ю. И. Половинкиной, А. А. Полканова, П. П. Пятницкого, Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачука, И. И. Танатара, И. С. Усенко, Ю. Ю. Юрка и др. более детально освещены состав, структура, взаимоотношения и возраст метаморфических и магматических пород, принимающих участие в строении Украинского кристаллического массива.

Геологосъемочные и разведочные работы, в большом объеме проведенные Украинским геологическим управлением, в послевоенное время внесли много нового и значительно уточнили наши знания о петрографическом составе указанных выше пород. Так, например, впервые выявлено значительное распространение ультраосновных и основных пород различного возраста, выявлено большое развитие метасоматических явлений, разрушен ряд магнитных аномалий.

Все это позволило на основании новых данных подойти к решению проблем определения возрастных соотношений пород Украинского кристаллического массива.

Эти новые данные учтены при составлении схем Н. П. Семененко (1949), Ю. И. Половинкиной (1954), А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой. В настоящей главе описание пород приводится по схеме Н. П. Семененко, которая излагается более подробно.

Из схем, предложенных для расчленения докембрия Украинского кристаллического массива, рассмотрим лишь схемы Д. Н. Соболева, Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкого и П. П. Пятницкого.

В одной из своих первых работ по стратиграфии докембрия (1930) В. И. Лучицкий разделяет все породы на пять групп. Интересно, что к выделенной им тетерево-бугской группе он относит гиперстеновые граниты (чарнокиты), житомирские и кировоградские граниты, а также осадочные толщи Тетерева и Южного Буга вместе с графитовыми гнейсами Криворожья и Мариупольщины. Среди железистых пород он различает более древние породы Корсак-Могилы, которые он относит к тетерево-бугской группе, и более молодые криворожские (саксаганская группа). Кроме того, В. И. Лучицкий выделяет самые древние мигматиты (днепровская группа) и гранито-гнейсы (катархей).

Впоследствии В. И. Лучицкий (1939а, б; 1947) снова возвращается к вопросам стратиграфии, дополняя и изменяя свою первую схему.

Несколько работ по стратиграфии имеется и у Д. Н. Соболева (1935, 1936, 1939а).

В работе 1936 г. Д. Н. Соболев в составе докембрия выделил тетеревскую и корсаковскую свиты, саксаганскую серию и постсаксаганский комплекс. Они разделяются четырьмя эпохами диастрофизма — бужским, днепровским, альгонским и постсаксаганским, к которым приурочиваются интрузии (см. табл. 3).

Таблица 3

Стратиграфическая схема Д. Н. Соболева (1936 г.)

Возраст		Осадочные формации и изверженные породы
Неопротерозой	Постсаксаганский комплекс	Габбро-нориты, диабазы, рапакиви-граниты, оснищкие граниты, гранит-порфиры, овручские песчаники (нескладчатые), пироксилитовые сланцы
	Альгонский диастрофизм	Коростенские и кировоградские граниты, диабазы
Эопротерозой	Саксаганская серия	Аспидные, углистые и пестрые глинистые сланцы, тонкослоистые известняки
	Надроговиковая свита	
	Роговиковая свита	Джеспилиты, железные руды, железистые роговики, хлоритовые и другие сланцы, переслаивающиеся с роговиками
	Подроговиковая свита	(Тальковые и актинолитовые сланцы, серицитовые слюдяные сланцы Серицитовые слюдяные сланцы Аркозовые песчаники и конгломераты, сливные кварциты с прослоями глинистых сланцев
	Днепровский диастрофизм	Розовые граниты (днепровские). Мигматитовые формации (?); коростышевские граниты, гранулиты
Корсаковская свита	Корсаковские железистые роговики, белые слюдяные кварциты	
Бужский диастрофизм	Чарнокиты-бугиты, чудновско-бердичевские граниты, житомирские граниты, саксаганские олигоклазовые граниты, ингулецкие динамо-граниты, ингулецкие граниты, гранодиориты, мигматитообразные конкордантные интрузии	
Архей	Тетеревская свита	Мраморы, амфиболиты, роговики, гнейсы, графитовые, амфиболитовые, пироксенитовые, слюдяные, гранатовые и гранатокордиеритовые породы, слюдяные сланцы

В стратиграфической схеме Н. И. Безбородько выделены осадочные эпохи: волинская, тетерево-бугская, криворожская и овручская, между которыми располагаются четыре этапа вулканизма А, В, С и Д (см. табл. 4).

Общим для названных схем является выделение наиболее молодой овручской серии, следующей за ней более древней саксаганской железорудной серии и, наконец, отнесение к более древним осадкам железорудных пород Корсак-Могила. При этом Д. Н. Соболев выделяет само-

Таблица 4

Стратиграфическая схема Н. И. Безбородько

Эры		Периоды и время орогенеза	Этапы вулканизма и эпохи докембрия		
Послекембрий	Палеозой	Герцинский	Этап вулканизма D	1-я фаза (давняя). Сиенитовая формация с каранским типом гранита	2-я фаза (более молодая). Эффузивно-жильные породы
Докембрий	Альгонк	Верхний	Эпоха овручская Овручский песчаник пиррофиллитовый сланец		
		Нижний	Этап вулканизма C	1-я фаза (давняя) Габбро-монцитовая формация	2-я фаза (более молодая) Рапакиви Коростенский тип гранита Россоховский " " Пержанский " " Лезниковский " "
	Приложение. Оливиновый диабаз Кривого Рога			Эпоха Криворожья Песчаники конгломераты; филлиты; тальковые, хлоритовые, амфиболовые, щелочно-амфиболовые сланцы; железистые роговики, джеспилиты, глинистые сланцы	
	Верхний	Этап вулканизма B	1-я фаза (давняя) Бугитовая серия. Монцитовая формация, чудново-бердичевский гранит, шепетовский гранодиорит	2-я фаза (промежуточная) Житомирский гранит Уманский " " Фастовский " " Днепроовский " " Токовский " " Криворожский гранодиорит	3-я фаза (более молодая) Кировский (елизаветградский) гранит Мухаровский гранит Богуславский гранит
Архей	Нижний	Этап вулканизма A	Приложение. Зеленокаменные породы Криворожья		
Эпоха Подольско-Азовская (Тетерево-Бугская) Роговообманково-плагиоклазовые, пироксено-плагиоклазовые, биотитовые, графитовые, известково-силикатные гнейсы; мраморы; железистые кварциты Корсак-Могилы			Звенигородско-кремнечугский гранодиорит Табурищенский " " Волновахский " "		
Эпоха Волинская или эпоха Катапарагнейсовая Большей частью мелкозернистый биотито-плагиоклазовый гнейс (реже роговообманково-плагиоклазовый гнейс)					

стоятельную корсаковскую свиту железистых роговиков и белых кварцитов, а Н. И. Безбородько объединяет в одну тетерево-бугскую серию железистые кварциты Корсак-Могилы, мраморы, графитовые, рогово-обманково-плагиоклазовые и другие гнейсы.

Все гнейсы Д. Н. Соболев отнес к тетеревской свите, а Н. И. Безбородько, кроме того, выделил волынскую эпоху, представленную мелкозернистыми биотито-плагиоклазовыми гнейсами, области распространения которых им не оговорены.

В своих ранних работах В. И. Луцицкий также считал серию Корсак-Могилы более древней, чем криворожская. Одним из мотивов для отнесения пород района Корсак-Могилы к более древним образованиям в сравнении с породами Кривого Рога являлось то, что в районе Корсак-Могилы железорудные формации пересекались гранитами, а для криворожских толщ такие пересечения ранее не были известны. Поскольку в последнее время установлены гранитные интрузии внутри криворожской толщи, этот аргумент в пользу отнесения их к разному возрасту отпадает.

Наличие галек белых кварцитов в базальном горизонте аркозовых песчаников саксаганской железорудной серии побудило ряд авторов высказать предположение о существовании более древних белых кварцитов с прослоями слюдяных филлитовидных сланцев. В связи с этим Д. Н. Соболев параллелизовал выходы белых кварцитов с. Андреевки с железистыми кварцитами Корсак-Могилы.

Однако непосредственно под аркозовыми песчаниками нигде не обнаружено древней толщи белых кварцитов. Известные выходы белых кварцитов к западу от криворожской полосы по р. Ингульцу и его притокам относятся к саксаганской серии, так как наряду с ними здесь развиты и железистые кварциты, и сланцы.

В пользу отнесения железорудных пород Кривого Рога и Корсак-Могилы к одному возрасту свидетельствует закономерное залегание их в субмеридиональных складчатых зонах.

По данным С. Конткевича, Д. Н. Соболев справедливо расчленил саксаганскую серию на надроговиковую и роговиковую свиты, разделенные несогласием.

Следует отметить, что возрастные отношения магматических комплексов и их петрографические аналоги и сопоставления в схемах Д. Н. Соболева и Н. И. Безбородько совершенно не сходны.

Д. Н. Соболев (1936) сам не занимался исследованиями кристаллического массива и поэтому, используя литературные источники при разработке стратиграфической схемы, допускал иногда произвольное истолкование возрастных соотношений магматических пород. Так, например, ко второму днепровскому диастрофизму он относит коростышевские и розовые граниты (днепровские); к третьему — альгонскому диастрофизму — коростенские граниты, кировоградские граниты и диабазы. Наконец, к четвертому, постсаксаганскому диастрофизму отнесены габбро, рапакиви и оснищские граниты.

Между тем кировоградские граниты являются аналогами коростышевских гранитов, а коростенские граниты связаны непрерывными переходами с рапакиви Волыни и являются их фациальной разновидностью.

Таким образом, фациальные разновидности одного и того же массива Д. Н. Соболевым ошибочно отнесены к различным геологическим эпохам. Не имея непосредственных доказательств и исходя из общегеологических структурных соображений, Д. Н. Соболев отнес кировоградские граниты к постсаксаганским интрузиям.

В схеме Н. И. Безбородько выделено также четыре вулканических этапа и, кроме того, в каждом этапе выделены вулканические фазы. Так, во втором этапе выделены три фазы, в третьем две и в четвертом этапе, отнесенном к герцинскому вулканизму, две.

В своей схеме Н. И. Безбородько допустил ряд ошибок. Например, кировоградские граниты по его схеме моложе днепровских, между тем теперь твердо установлено, что они пересекаются днепровскими розовыми гранитами. По схеме Н. И. Безбородько, все магматические породы, кроме габбро, рапакиви и коростенских гранитов, древнее криворожской эпохи.

Рапакиви и коростенские граниты, по схеме Н. И. Безбородько, древнее овручских песчаников. Между тем теперь твердо установлен их более молодой возраст. Неправильно в этой схеме проведена аналогия между житомирским и токовским типами гранитов.

Некоторым шагом вперед является последняя схема В. И. Лучицкого (табл. 5).

По этой схеме, в Украинском кристаллическом массиве выделяются пять комплексов осадочно-метаморфических и магматических пород: днепровский, тетерево-бугский, криворожский, киевский и мариупольский. Так же как и в схеме Н. И. Безбородько, до криворожской эпохи выделяются два комплекса гнейсов, из которых к древнейшим условно отнесены черные гнейсы бассейна рр. Горного и Гнилого Тикичей, интрузивные древними гранитами. Все остальные гнейсы и подавляющая часть гранитов отнесены ко второму, тетерево-бугскому комплексу.

В данной схеме (в отличие от рассмотренных выше) отнесены к одному комплексу все железорудные образования.

В криворожском комплексе В. И. Лучицкий, по данным Н. П. Семенко, выделяет постсаксаганские граниты и пегматиты, однако не указывает, какие именно гранитные интрузии он имеет в виду. Наконец, осницкие и коростенские граниты и рапакиви отнесены к более молодым образованиям, чем овручская серия.

Принципиально отличной является схема П. П. Пятницкого (1938, табл. 6), который выделяет породы моложе саксаганской железорудной серии Кривого Рога гнейсы так называемой тетерево-бугской серии. В этой схеме в известной мере заложены основы принципиально иного понимания геологической истории Украинского кристаллического массива. Так, в отличие от установившихся традиций, в ней принято, что в постсаксаганский период была развита интенсивная интрузивная деятельность, приводившая к образованию глубокометаморфизованных гнейсовых и мигматитовых толщ. Все железорудные толщи П. П. Пятницкий считает одновозрастными.

Из изложенного видно, что вопрос об установлении возрастных соотношений комплексов магматических и метаморфических пород и их мигматитов является чрезвычайно сложным и в ряде случаев не может быть решен однозначно.

* * *

Данные детальных структурно-петрографических исследований, проведенных за последние годы на различных участках кристаллического массива, позволяют значительно уточнить и по-новому решить вопрос о возрастных соотношениях комплексов докембрия. Определения возрастных отношений базируются на материалах структурного картирования и изучении ксенолитов в интрузивных массивах, включений галек древних пород, взаимных пересечений интрузивных пород, структур

Таблица 5

Сводная стратиграфическая схема В. И. Лучицкого (1947 г.)

Комплексы	Слагающие породы
Палеозой	
V. Мариупольский	Щелочные породы Приазовья, дайковые породы; проявления щелочных пород на Воляни и в Кривом Роге Щелочно-земельные эффузивные породы Волновахи
1. Магматические породы	
Большой перерыв	
Криптозой	
IV. Киевский	Осницкие и коростенские граниты, рапакиви, габбро-сиениты, лабрадориты, габбро и диаллаговые граниты Приазовья, дайки микрогранитов и микро-габбро-норитов Овручские песчаники; пироксилитовые сланцы
2. Магматические породы (постпротерозой)	
1. Осадочные породы	
Большой перерыв	
III. Криворожский	Дайки диабазов, граниты, аплиты, пегматиты Углисто-сланцевый отдел: хлоритовые, биотитовые, графитовые, аспидные и охристые сланцы Надрудный железисто-песчаный отдел: песчаники, белые кварциты, хлорито-магнетитовые сланцы; кварциты Железорудный отдел: переслаивание семи горизонтов железистых роговиков и сланцев Нижний отдел: тальковые сланцы, филлиты, аркозовые песчаники, конгломераты
2. Магматические породы	
1. Осадочные породы	
б) верхнекриворожская серия	
а) саксаганская серия	Перерыв
Большой перерыв	
II. Тетерево-бугский	Аплиты, пегматиты, граниты житомирские, коростышевские, бердичевские, кировоградские; чарнокитовая серия Побужья, чарнокиты, габбро-нориты, перидотиты Центра и Приазовья Пироксеново-биотитовые гнейсы, амфиболовые и биотитовые гнейсы; графитовые гнейсы Побужья, Приазовья, Центра; слюдяные сланцы, силлиманитовые гнейсы, кристаллические известняки, мигматиты
2. Магматические породы	
1. Осадочные породы	
Большой перерыв	
I. Днепровский	Древние аплиты, пегматиты, огнейсованные граниты, гранодиориты Древние черные биотитовые гнейсы, магматиты, амфиболиты, пироксеново-плаггиоклазовые гнейсы, графитовые гнейсы (Кривое Колено)
2. Магматические породы	
1. Осадочные породы	

Таблица 6

Стратиграфическая схема П. П. Пятницкого (1938 г.)

Эра	Период (система)	Эпоха (серия)	Возрастная классификация докембрийских горных пород Украины
Докембрий	Альгонский	Пост-тетерево-бугская	Овручские кварциты (?) Несогласие (?) Четвертая генерация пирогенных пород (рапакиви, вольнские габбро-нориты и др.)
		Тетерево-бугская	Несогласие Тетерево-бугская революция, третья генерация пирогенных пород. Завальевско-Хошеватский темноцветный массив Метаморфические сланцы по рр. Тетереву и Бугу
	Архейский		Большое несогласие
		Саксаганская	Саксаганская революция, вторая генерация пирогенных пород (зеленокаменные породы Саксагани, граниты и др.) Железорудный сланцевый отдел, аркозовый отдел
		Катархейская	Несогласие Серые биотитово-плагиоклазовые (катархейские) гнейсы с первой генерацией пирогенных пород (плагиоклазовые граниты Саксагани и др.)

метаморфических пород — рассланцевания и милонитизации, — образования вторичных сланцев, зон смятия и пересечений одних направлений складчатых структур другими.

По материалам детального картирования геолого-структурных элементов больших площадей кристаллического массива, можно выделять крупные регионы, подчиненные определенным складчатым системам, формирование которых связано с одним тектоническим циклом.

В большинстве предложенных стратиграфических схем к древним образованиям относятся плагиоклазовые граниты и гранодиориты р. Днепра, бугитовая серия чарнокито-монцитов, чудново-бердичевские граниты и интродуцированные ими толщи гнейсов. Эти метаморфические и магматические образования слагают крупный регион Побужской складчато-орогенной системы, преимущественно северо-западного простирания.

Л. Г. Ткачуком в бассейне рр. Ольшанки и Ташлыка установлено, что биотито- и пироксено-плагиоклазовые гнейсы, интродуцированные пироксено-биотитовыми гранитами чарнокито-монцитового комплекса, пересекаются серыми житомирскими гранитами, которые широко развиты к востоку на Ингуло-Ингулецком водоразделе. В свою очередь житомирские граниты здесь пересекаются днепровскими аплитовидными гранитами, а эти последние — коростенскими гранитами и рапакиви. Отсюда устанавливается наиболее древний возраст толщ, слагающих побужский комплекс.

Исследованиями А. Я. Хатунцевой по рр. Случь и Горынь в северо-западной части кристаллического массива установлено, что чудново-

бердичевские кордиерито-гранатовые граниты и их мигматиты рассекаются жилами серого житомирского гранита и их аплитами и пегматитами.

Житомирские серые мелкозернистые граниты и порфиновые коростышевские граниты, очевидно, и являются петрографическими аналогами кировоградских гранитов Ингуло-Ингулецкого водораздела. Ю. Ю. Юрком описаны на Воляни пересечения житомирских гранитов коростенскими гранитами и рапакиви.

Таким образом, чудново-бердичевские граниты и интродуцированные ими биотито-кордиерито-гранатовые гнейсы также являются древнейшими образованиями. Согласно нашим исследованиям, по р. Днепру и его притоку р. Омельник комплекс биотито-амфиболо-плаггиоклазовых гнейсов Днепра, интродуцированный кременчугскими плаггиоклазовыми гранитами, подчинен так же, как и побужский комплекс, северо-западным складчатым структурам. Здесь они отчетливо нарушаются субмеридиональными саксаганскими структурами, в синклинальных складках которых развиты железорудная серия Кременчугской аномалии и многочисленные аномалии субмеридионального пояса правобережья р. Днепра.

Плаггиоклазовые граниты рассекаются здесь в сс. Чикаловке и Редуты серыми гранитами и более поздними розовыми днепровскими гранитами, а эти последние рассекаются дайками микрогранитов.

Днепровская серия биотито-плаггиоклазовых и роговообманковых гнейсов и биотито-плаггиоклазовые кременчугские граниты, простирающиеся в северо-западном направлении, древнее саксаганской железорудной серии и, по-видимому, принадлежат к одной с побужским комплексом складчато-орогенной системе.

В бассейне рр. Тикичей развиты звенигородские биотито-плаггиоклазовые граниты, являющиеся петрографическим аналогом кременчугских плаггиоклазовых гранитов. Эти граниты вместе с интродуцированными ими черными гнейсами (бассейн рр. Горного и Гнилого Тикичей) также являются древнейшими образованиями.

По новейшим данным амфиболовые гранодиориты, развитые в бассейне рр. Тикичей и Синюхи, являются аналогами звенигородских гранодиоритов, внедрение которых в толщу гнейсов связано с формированием северо-западных складчатых структур. Они рассекаются уманскими гранитами и их аплитовидными и пегматоидными фациями, интрузия которых связана с последующими субмеридиональными дислокациями. А. Н. Козловская, М. И. Ожегова, А. Е. Фурса и Ю. Ю. Юрк уманские граниты параллелизуют с кировоградскими, а Ю. И. Половинкина относила их к днепровско-боковянскому комплексу. По последним данным (определение абсолютного возраста в 1956 г.) уманские граниты имеют возраст 1200 млн. лет и относятся, вероятно, к коростенскому комплексу.

В этом районе наблюдаются амфиболиты, содержащие, по данным Ю. Ю. Юрка, пирротин с вростками пентландита, что позволяет отнести их к метаморфизованным ультраосновным породам, согласно залегающим в толще гнейсов.

Внутри бугско-днепровской складчатой системы наблюдается сохраняющаяся в отдельных синклиналиях свита метаморфических пород, получившая название хоцевато-завальевской; она сложена мраморами, графитовыми гнейсами, изредка встречающимися массивными магнетитовыми кварцитами и силлиманито-биотитовыми гнейсами с прослоями (в нижней части) ультрабазитов.

В этой свите наблюдается следующая стратиграфическая последовательность пород (сверху вниз):

- 1) мраморы;
- 2) графитовые гнейсы с прослоями кварцитов;
- 3) силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, переслаивающиеся редкими прослоями железистых магнетитовых и гранатовых массивных кварцитов, залежами метабазитов и ультрабазитов;
- 4) пироксено-плагиоклазовые гнейсы.

Этот комплекс фиксируется на Побужье по р. Синюхе в пределах магнитных аномалий, сложенных главным образом ультрабазитами. Фации осадков здесь по своему составу в общем сходны с фациями железорудных формаций саксаганской серии, развитыми на востоке. Нижняя часть свиты состоит из метаморфизованных, превращенных в амфиболиты ультраосновных и основных пород, которые чередуются с глинистыми осадками и подчиненными редкими прослоями хемогенных кремнистых и отчасти железисто-кремнистых пород, образовавших железисто-силикатные кварциты. Они перекрывались отложениями углисто-глинистых осадков, представленных теперь графитовыми и другими гнейсами. Выше залегают мраморы.

Таким образом, в состав древнейших образований Украинского кристаллического массива, объединенных в бугско-днепровскую серию, слагающую бугские складчатые сооружения северо-западного простирания, входят следующие пространственно разобщенные комплексы: кордиерито-гранатовые гнейсы Подолии, интродуцированные чудново-бердичевскими гранитами; биотито-роговообманковые гнейсы р. Днепра, интродуцированные плагиоклазовыми гранитами; пироксено-плагиоклазовые гнейсы Южного Буга и их верхняя хоцевато-завальевская свита метаморфических пород с чарнокито-монцонитами. Возрастные соотношения между этими комплексами не установлены.

Бугско-днепровскую гнейсовую серию, как древнейшую, следует отнести к нижнему архею. Абсолютный возраст этих образований, определенный по монациту из чудново-бердичевских гранитов, около 1900—2150 млн. лет.

Более молодой в кристаллическом массиве по сравнению с рассмотренными выше породами является саксаганская железорудная серия и метабазитовая серия, распространение которых подчинено субмеридионально простирающимся складчатым сооружениям. Установлен также и более молодой возраст ингулецких серых гранитов, интродуцировавших согласно саксаганскую серию.

Еще сравнительно недавно считали, что после отложения железистых роговиков и сланцев Кривого Рога не было гранитных интрузий. Однако работами последних десяти лет установлено, что криворожские метаморфические толщи дважды интродуцированы гранитами.

Они интродуцированы серыми гранитами ингулецкого интрузивного комплекса, согласно внедренными в связи с формированием субмеридиональных складчатых зон и, кроме того, эта толща прорывается молодыми розовыми гранитами днепровско-боквянского интрузивного комплекса, внедренными в связи с позднейшими поперечными субширотными дислокациями.

Детальными структурно-петрографическими исследованиями, проведенными в 1948—1949 гг., установлено, что мигматиты р. Ингульца к западу от Криворожской синклинальной полосы железорудной серии включают впайки мигматизированных сланцев и железистых роговиков, в том числе и углисто-глинистых сланцев верхней свиты. Эти зоны мигматитов с впаиками железистых пород распространены в виде син-

клинальных зон, вытянутых в субмеридиональном направлении. Они фиксируются в виде многочисленных магнитных аномалий, распространенных в полосе шириной до 12—20 км, прослеживающейся в субмеридиональном направлении на протяжении 200 км до р. Днепра. Железородные породы содержатся в мигматитах серых гранитов р. Ингульца и рассекаются более молодыми красными гранитами.

В последнее время разведочным бурением в северной части желторецкой полосы установлена мигматизация сланцев железорудной серии как серыми гранитами, так и, еще более широко, днепровскими красными гранитами. Серые граниты мигматизируют сланцы верхней свиты саксаганской серии в районе к северу от выхода Тарапаковского антиклинала. Жилы серого гранита внедрены согласно в сланцы саксаганской серии на Николаевском участке Правобережного района. Исходя из этого, саксаганскую железорудную серию следует отнести к верхнему архею. Это подтверждается также тем, что абсолютный возраст минералов и пород саксаганской железорудной серии определяется в 1700—1820 млн. лет. Следовательно, имеется достаточно оснований для отнесения саксаганской железорудной серии к верхнему архею, а не к протерозою, как предполагалось ранее. Тем самым устанавливается также аналогия со стратиграфией докембрия Кольского полуострова, где свиты железородных сланцев и роговиков относятся к верхнему архею. В последней схеме П. П. Пятницкого саксаганская серия была также отнесена к архею.

Стратиграфическое соотношение собственно железорудной серии с подстилающими и прикрывающими ее свитами представляется в следующем виде.

На толщах биотитовых, биотито-гранатовых и пироксеновых гнейсов, развитых в бассейне р. Ингульца и на Ингуло-Ингулецком водоразделе, подчиняющихся, так же как и породы Саксаганской железорудной серии, субмеридиональной складчатости, залегает вулканогенная серия метабазитов. На размытой поверхности серии метабазитов, а местами без перерыва, залегает нижняя тальково-песчано-сланцевая свита саксаганской железорудной серии, представленная аркозовыми песчаниками и филлитами и заканчивающаяся магнезито-тальковым горизонтом.

Выше залегает средняя железорудная свита, состоящая из пластов железистых роговиков, перемежающихся со сланцами.

В центральной части Криворожского железорудного бассейна насчитывается до шести-семи таких пластов. Эти пласты железистых роговиков составляют два сближенных комплекса: первый и второй пласты представляют нижний комплекс, а четвертый, пятый и шестой — верхний. Два первых железистых пласта разделены маломощным прослоем выклинивающихся сланцев и образуют нижнюю подсвиту железистых роговиков. Четвертый, пятый и шестой железистые пласты образуют верхнюю сближенную толщу средней подсвиты железистых роговиков; из них четвертый пласт, так же как и третий, является фациально не выдержанным. Эти две подсвиты то расчленяющихся, то сливающихся полос железистых роговиков выдерживаются на значительных расстояниях вдоль Криворожской полосы. Начиная от рудника Фрунзе до с. Ленинского развивается толща железистых роговиков и сланцев, отнесенных к седьмому железистому пласту, или верхней подсвите. На других участках кристаллического массива количество и мощность железистых пластов не постоянны.

На средней железорудной свите несогласно залегает сланцевая толща верхней свиты. В основании этой толщи местами лежат конгло-

мераты, встречающиеся, например, в районе рудника ГПУ, в верховьях балки Дубовой и на Галещинском месторождении (Кременчугская аномалия). Толща состоит из сланцев, в нижней части углистых, белых кварцито-песчаников и прослоев карбонатных пород. Кварциты достигают значительной мощности. Углистые сланцы иногда замещаются графитовыми сланцами и гнейсами. Графитовые гнейсы, графитовые и углистые сланцы развиты по р. Ингульцу, в районе сс. Петрова, Андреевки и Лозоватки, по р. Зеленой, в верховьях балки Северной Червоной, по р. Желтой и др.; они представляют собой продукты метаморфизма углисто-глинистых осадков. Суммарная мощность сланцевой толщи измеряется несколькими километрами.

Состав и мощность пород, слагающих саксаганскую серию, резко меняются. Местами, например в районе Корсак-Могилы, выпадают из разреза тальковый горизонт и филлитовая толща, а железистые роговики залегают непосредственно на кварцито-песчаниках нижней свиты. В южном окончании Кременчугской полосы средняя железисто-кремнистая свита залегает прямо на метабазитовой серии, представленной амфиболитами. В других районах, например по р. Конке, на метабазитовой серии залегает мощная свита талько-карбонатных пород саксаганской серии, представляющих продукты изменения ультрабазитов, которые разделяют эти две серии. На толще талько-карбонатных пород Васелянского участка залегает филлито-сланцевая нижняя подсвита, выше переходящая в железорудную подсвиту, состоящую из двух пачек железистых роговиков и сланцев. Песчаные отложения в серии метабазитов встречены только в Юльевской полосе, где они представлены белыми кварцитами. На Конкских и Верховцевских аномалиях широко развиты амфиболиты, апоспилиты и зеленые сланцы метабазитовой серии, представляющие собой метаморфизованные вулканогенные породы; в них наблюдается свита, содержащая прослой железисто-кремнистых пород, представленных магнетито-силикатными роговиками и кварцитами, чередующиеся с зелеными сланцами, апоспилитами и амфиболитами.

На отдельных участках полосы Ореховских аномалий железистые кварциты также залегают непосредственно как в метабазитах, так и среди гнейсов и сланцев. Таким образом, во многих местах кластические осадки нижней свиты выпадают, в средней железорудной свите появляются вулканогенные образования, например кератофиры, превращенные в сланцы в Верховцевском районе, а в подстилающей метабазитовой серии, представленной амфиболитами, апоспилитами и зелеными сланцами, появляются свиты с прослоями железисто-кремнистых пород.

Для саксаганской железорудной серии характерно субмеридиональное простирание складчатых синклинальных полос; породы во многих местах интродуцируются и мигматизируются гранитами и поэтому представлены различными метаморфическими фациями — от глинистых сланцев до гнейсов и мигматитов.

Полевошпатизация сланцев саксаганской железорудной серии и переход их в микрогнейсы и гнейсы отмечаются во многих районах: в северной части желтянской синклинальной полосы, в синклинальной полосе Конкской магнитной аномалии. В районе р. Зеленой на Артемовской аномалии породы верхней сланцевой свиты представлены графитовыми гнейсами, а залегающие под ними породы средней свиты — пироксено-магнетитовыми кварцитами. Тальковый горизонт представлен ультраосновной породой с оливином, пироксенем и шпинелью, а породы нижней свиты — кварцитами и гнейсами. В северной части Ореховско-Павлоградской полосы магнитных аномалий в 1950 г. бурением установлено переслаивание железистых полосчатых магнетито-пироксеновых и ам-

фиболо-магнетитовых кварцитов с силиманито-гранато-кордиеритовыми гнейсами, сланцами и кварцитами.

С субмеридиональными складчатыми зонами связаны интрузии ингулецкого интрузивного комплекса. Мощные массивы гранитов, вероятно, этого комплекса, развиты на Ингуло-Ингулецком водоразделе. Порфиновые граниты водораздела получили название кировоградских, а мелкозернистые серые биотитовые граниты — в северо-западной части Украинского кристаллического массива — название житомирских гранитов и по р. Ингульцу — ингулецких гранитов.

Следует отметить, что в конгломератах саксаганской серии известны гальки серых плагиоклазовых и розовато-серых микроклин-плагиоклазовых гранитов. Это свидетельствует о существовании наряду с серыми ингулецкими гранитами, внедренными в породы саксаганской серии, серых гранитов, более древних, чем породы саксаганской серии.

В северо-западной части кристаллического массива на Воляни, в районе г. Коростышева, порфиновые граниты, связанные с житомирскими гранитами, получили название коростышевских. Массивы гранитов этого типа развиты также в районе г. Новоград-Волинска. Как уже отмечалось выше, эти граниты пересекают чудново-бердичевские граниты. Коростышевские граниты принято считать одновозрастными с кировоградскими.

В центральной части кристаллического массива породы саксаганской серии, подстилающие их породы метабазитовой серии и гнейсы, слагающие субмеридиональные складчатые пояса, нарушаются поперечными деформациями, с которыми связаны интрузии молодых красных гранитов. Массивы красных гранитов, пересекающие ингулецкий гнейсовый комплекс на различных участках, получили различное название: днепровских, токовских, боковянских и верблюжских. Для верблюжских и боковянских гранитов установлен абсолютный возраст 1500—1600 млн. лет. Их внедрение связывается с субширотными дислокациями, накладывающимися на субмеридиональные структуры. Интрузии днепровских, боковянских и других гранитов этого комплекса условно относятся к нижнепротерозойскому времени.

В северо-западной части кристаллического массива на Воляни развита овручская серия, состоящая из кварцитов, песчаников, филлитов, пиропиллитовых сланцев, метаморфизованных вулканогенных пород, кварцевых порфиров и диабазов. Эти породы относятся к наиболее молодым отложениям, слагающим Украинский кристаллический массив.

Вопрос о соотношении между овручской серией и железорудными формациями решается по косвенным данным, так как непосредственного их примыкания не наблюдается. В связи с плохой обнаженностью района ранее предполагали, что овручская серия залегает на кристаллическом фундаменте в ненарушенном состоянии и что после ее отложения интрузий гранитов не было.

Работами М. И. Ожеговой и А. Н. Козловской впервые было установлено, что овручские песчаники находятся в нарушенном залегании, и нижняя часть толщи прорывается интрузивным комплексом. В последнее время работами И. Л. Личака установлено, что овручская серия представляет собой складчатое сооружение, интродуцированное как пержанскими гранитами, включающими ксенолиты кварцитов и сланцев, так и более молодыми, коростенскими гранитами. Установлено, что овручская серия и структуры, заключенные внутри секущих гранитов, подчиняются субширотным северо-восточным простираниям. Такие же субширотные направления складчатых структур наблюдаются и в осницких гранитах.

Л. Г. Ткачуком (1948) в районе развития осницких гранитов в пределах Ровенской области установлены следующие возрастные соотношения пород (снизу вверх):

- 1) отложения глинисто-песчаной толщи, давшей гнейсы;
- 2) внедрение и излияние ультраосновных магм, давших габбро-амфиболиты Грубашева;
- 3) интрузии гранитов кировоградского типа;
- 4) интрузии осницкого комплекса гранитов.

Л. Г. Ткачук принимал, что после интрузии осницких гранитов отлагалась серия овручских песчаников, позднее интродуцированная коростенским интрузивным комплексом габбро и гранитов рапакиви. Однако в свете новых данных эта схема соотношения осницких гранитов с овручскими кварцитами подлежит пересмотру.

Внутри осницких гранитов наблюдаются включения ксенолитов «клесовитов», сохраняющих субширотное простирание, которые С. Мальковским были приняты за мигматизированные кварциты овручской свиты. Л. Г. Ткачук считает, что «клесовиты» являются аплитами осницкого комплекса, интрузия которых предшествовала внедрению собственно осницких гранитов.

Исследованиями И. Л. Личака в последние годы установлено широкое развитие мигматизированных ксенолитов овручских кварцитов и сланцев. Эти включения имеют субширотные северо-восточные простирания, так же как и простирания овручской серии и структуры истечения осницких гранитов. Поэтому есть основание полагать, что и осницкие граниты внедрились в овручскую серию в связи с субширотной северо-восточной складчатостью. Продуктами мигматизации овручских кварцитов и кварцевых порфиров и являются, очевидно, клесовиты; ксенолиты порфиристов, известные в осницких гранитах, так же, очевидно, относятся к овручской серии.

Овручскую серию можно отнести к нижнему протерозою, и осницкий интрузивный комплекс можно параллелизовать с днепровско-боковянским интрузивным комплексом центральной части кристаллического массива, внедрение которого связывается также с субширотными дислокациями. Абсолютный возраст овручской серии, определенный аргоновым методом по филлитовым сланцам и кварцитам, 1400 млн. лет. Возраст кварцевых порфиров определен также в 1400 млн. лет. Наряду с этим установлены и более молодые породы: кварцевые порфиры — 1200 млн. лет, пержанские граниты и кварциты — 1200 млн. лет.

Еще более молодыми образованиями в Украинском кристаллическом массиве являются породы коростенского интрузивного комплекса. Как отмечалось выше, коростенские граниты, пересекающие овручскую серию, моложе как житомирских, так, очевидно, и осницких гранитов. Этот комплекс развит на Волини в районе Коростеня и Володарск-Волинска, в Черкасской области, по рр. Ольшанке и Ташлыку, в окрестностях Корсуня-Шевченковского Ново-Миргорода и др. По данным структурных исследований А. А. Полканова (1938), породы этого комплекса образуют многофазный плутон, который внедрился в кристаллический массив. Рядом исследователей он относится предположительно к постпротерозойским образованиям, возможно даже к нижнепалеозойским. Абсолютный их возраст, определенный свинцовым методом, 1100—1300 млн. лет, что позволяет отнести их также и к протерозою.

Вопрос о верхней границе протерозойских образований и их соотношении с нижним палеозоем для Украинского кристаллического массива долгое время оставался нерешенным. К западу от кристаллического массива, в районе р. Горыни, под нижним кембрием была известна пробле-

матическая острожская серия. В последнее время П. Л. Шульгой установлено, что эта серия представлена в основном аркозовыми песчаниками, которые содержат прослой галек кварцитов.

Прослой конгломератов, содержащие петрографически подобные гальки кварцитов, наблюдаются и в овручской серии. Внутри острожской серии залегает эффузивная толща видимой мощностью более 130 м, состоящая главным образом из диабазов, базальтов и их туфов, а также спилитов и трахидолеритов. Эта эффузивная толща, обнажающаяся и по р. Горыни, прослежена многочисленными скважинами. Ее возраст определен в 460 млн. лет. Острожская серия П. Л. Шульгой отнесена к рифею.

В Приазовской части кристаллического массива к одним из наиболее молодых образований относится щелочной интрузивный комплекс. По петрографической аналогии с дайковыми породами Донецкого бассейна, В. И. Лучицкий отнес этот комплекс пород к герцинским образованиям. Однако возрастное соотношение пород в этом районе сложное и еще недостаточно изученное.

Абсолютный возраст дубовских гранитов и щелочных сиенитов, входящих в щелочной комплекс, определяется в 500—900 млн. лет, что позволяет отнести их верхнюю границу к верхнепротерозойскому возрасту.

В последнее время установлено, что граниты Екатериновского массива моложе щелочных пород Приазовья.

В свете изложенного выше, стратиграфическая схема Украинского кристаллического массива представлена в следующем виде (табл. 7).

Собственно докембрий разделяется на три группы, нижнюю, среднюю и верхнюю или иначе первую, вторую и третью докембрийские группы, которые условно параллелизуются с нижним археем, верхним археем и протерозоем.

Вопрос о длительности докембрия в первом приближении может быть решен на основании данных определения абсолютного возраста горных пород, накопленных за последние годы в результате работ Института геологии АН УССР (Н. П. Семененко, Е. С. Бурксер и М. Н. Ивантишин), Радиевого института АН СССР (Л. В. Комлев, И. Е. Старик) и Института геохимии АН СССР (А. И. Тугаринов и А. П. Виноградов).

Геохронология в абсолютном летоисчислении представляется в следующем виде.

Первая докембрийская группа и ее бутско-подольские интрузивные комплексы имеют возраст 1900—2150 млн. лет. Кроме того, в нее входят еще не выделенные более древние образования с абсолютным возрастом 2300—2600 млн. лет, представленные отдельными блоками порфировых гранитов р. Саксагани и балки Демуриной.

Вторая докембрийская группа, состоящая из саксаганской, метабазитовой и ингуло-ингулецкой гнейсовой серий имеет возраст 1700—1850 млн. лет.

Возраст саксаганской серии, определенный свинцовым методом по гидротермальным образованиям, 1700—1850 млн. лет и аргоновым методом по филлитам и углисто-аспидным сланцам саксаганской полосы ~1700 млн. лет. Этот же возраст (1700 млн. лет) подтвердился для аспидных сланцев Попельнастовского участка, для кварцево-серицитовых сланцев верховцевской полосы и для сланцев Гуляйпольской аномалии в Приазовье. Для Бобринецкого гранитного массива и некоторых других свинцовым методом по монациту установлен возраст ~1700 млн. лет; очевидно, они составляют одну возрастную группу с ингулецкими гранитами.

Первая и вторая группы докембрия, объединенные в архей, имеют возраст от 2150 до 1700 млн. лет, т. е. охватывают период продолжительностью 450 млн. лет, а общая продолжительность архея по определениям абсолютного возраста пород, известным для УССР, составляет 900 млн. лет.

Третья группа докембрия, отнесенная к протерозою, имеет возраст от 1600 до 500 млн. лет.

Однако в пределах Украинского кристаллического массива сохраняется только нижний структурный ярус протерозоя, представленный овручской серией осадочно-вулканогенных метаморфических пород. Возраст филлитовых сланцев собственно овручской серии аргоновым методом определен в 1400 млн. лет, а для верблюжских и боковянских гранитов, которые пока условно синхронизируются с субширотными дислокациями Волынской складчатости, свинцовым методом возраст определен в 1500—1600 млн. лет.

Более молодую возрастную группу представляют интрузивные породы коростенского комплекса, возраст которых свинцовым методом определен в 1150—1300 млн. лет, а также уманские граниты, имеющие возраст 1150—1250 млн. лет и условно параллелизующиеся со средним протерозоем. Здесь верхняя возрастная граница, вероятно, может быть поднята, так как возраст минералов из Коростенского массива, определенный свинцовым методом, составил 790 млн. лет; это определение требует однако повторной проверки.

Наконец наиболее молодую возрастную группу составляет приазовский интрузивный щелочной комплекс, относящийся к верхнему протерозою.

Указанные три группы метаморфических толщ в составе Украинского докембрия выделены и в стратиграфической схеме, предложенной в 1953 г. Ю. И. Половинкиной (табл. 8).

В этой схеме все железорудные формации также отнесены к образованиям одного структурного яруса, приуроченного к субмеридиональным складчатым поясам; их возраст также предположительно определен как верхнеархейский.

В схеме Ю. И. Половинкиной, в отличие от стратиграфической схемы Н. П. Семеновко, все серые граниты — кировоградские, ингулецкие, житомирские и кременчугские — отнесены к одному возрасту и считаются древнее саксаганской серии. Существуют и другие расхождения, например в оценке положения графитоносной свиты с. Петрово и р. Зеленая, которая нами отнесена к верхней свите саксаганской серии, а Ю. И. Половинкиной — к более древним образованиям.

Далее, как и в нашей схеме, граниты днепровско-боковянского типа и осницкие граниты отнесены Ю. И. Половинкиной к более молодым, чем саксаганская серия образованиям, однако боковянские граниты отделены от этого интрузивного комплекса и отнесены к образованиям одновозрастным с коростенскими гранитами и рапакиви.

Наконец, в схеме Ю. И. Половинкиной интрузивный комплекс Приазовья отнесен к верхнему палеозою. Следует отметить, однако, что имеющийся материал по определению абсолютного возраста горных пород исключает возможность параллелизации их с верхним палеозоем. В Институте геологических наук АН УССР в 1954 г. было определено, что дайки кварцевого порфира и другие породы, рассекающие каменноугольные отложения Донбасса, имеют возраст 230 млн. лет и ортофиры верхнего девона — 290 млн. лет. Для группы же дубовских гранитов и щелочных сиенитов различными методами возраст определен в 500—

Схема
стратиграфии пород Украинского кристаллического массива по Н. П. Семененко

	Эра и абсолютный возраст	Складчатая система	Серия или комплекс	Осадочно-метаморфические и магматические породы
Верхний докембрий	Верхний протерозой—(?) Возраст 500—900 млн. лет	Плутоны, связанные с разломами	Приазовский щелочной комплекс пятого интрузивного цикла	Дайковый комплекс, щелочные породы Приазовья
	Средний протерозой (?) Возраст 1000—1300 млн. лет	Плутоны, связанные с разломами	Коростенский комплекс четвертого интрузивного цикла	Габбро, коростенские граниты и рапакиви; уманские граниты Перерыв
	Нижний протерозой Возраст 1400—1600 млн. лет	Волынская субширотная складчатость северо-восточного простирания	Днепровско-боковянский комплекс третьего интрузивного цикла	Дайки базальта и диабазы; интрузии красных порфировидных и аплитовидных гранитов и связанные с ними монзониты Днепровских, Верблюжских, Боковянских и Осницких массивов
Овручская серия			Толща кварцитов, филлитовых и пиррофиллитовых сланцев кислые и основные эффузивы Большой перерыв	
докембрий	Верхний архей (средний—второй докембрий) 1700—1850 млн. лет	Саксаганская складчатость субмеридионального простирания	Ингулецкий комплекс второго интрузивного цикла	Ингулецкий интрузивный комплекс: порфировидные граниты и серые мелкозернистые ингулецкие граниты
			Саксаганская железорудная серия	III. Верхняя (сланцевая) свита: сланцы и гнейсы с прослоями графитовых и углистых сланцев и в нижней части с прослоями кварцитов и редко мраморов и конгломератов Перерыв II. Средняя (железорудная) свита: переслаивающиеся горизонты железистых роговиков и сланцев и местами кератофилов и амфиболитов

Средний

Нижний докембрий

			I. Нижняя тальковая свита: аркозовые песчаники, кварциты, филлиты и слюдястые сланцы, тальково-магнезитовые и актинолитовые сланцы и серпентиниты Перерыв
		Серия метабазитов	Основные эффузивы—метабазиты местами с прослоями метаультрабазитов и железисто-кремнистых пород Перерыв
		Ингуло-ингулецкая гнейсовая серия	Биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, биотито-пироксеновые и гранатовые гнейсы р. Ингульца и Ингула Большой перерыв
Нижний архей ¹ (нижний—первый докембрий) Возраст 1900—2150 млн. лет	Бугская складчатость северо-западного простирания	Бугско-подольские интрузивные комплексы первого интрузивного цикла	III. Чарнокито-монциты, чудново-бердичевские граниты, кременчугские плагиоклазовые граниты, звенигородские гранодиориты
		Бугско-днепровские гнейсовые серии	II. Хоцеватско-завальевская свита а) мраморы; б) графитовые биотитовые гнейсы с прослоями кварцита; в) силлиманито-биотитовые гнейсы, ультрабазиты и метабазиты (древние эффузивы и экструзивы), прослой гранатовых и железистых кварцитов I. Побугская толща пироксено-плагиоклазовых и биотитовых гнейсов с прослоями мрамора; толща биотито-гранато-кордиеритовых гнейсов Подолии, р. Южного Буга и др.; днепровская толща биотито-амфиболовых гнейсов (с. Романково и др.); приазовская толща гнейсов

¹ Возможно будут выделены и более древние серии, абсолютный возраст которых древнее 2300 млн. лет и даже 2600 млн. лет; такой возраст определен для демуринских гранитов по р. Саксагани, гнейсов и пегматитов р. Днепра у сс. Корбино и Ямбург.

Схема стратиграфии пород Украинского кристаллического массива по Ю. И. Половинкиной

Время	Тектоно-магматический процесс	Этапы тектоно-магматического процесса	Осадочные породы	Эффузивные породы	Интрузивные породы	Метаморфические и постмагматические образования
Верхний палеозой	Начало развития герцинской подвижной зоны	Орогенный	Герцинская складчатость		Граниты Екатериновки и Волновахи	
		Геосинклинальный	Осадконакопление в Донецкой геосинклинали и в Днепровско-Донецкой впадине	Основные эффузивы	Породы приазовского щелочного комплекса	Мариуполиты, пегматиты
?						
Нижний палеозой	Платформа		Осадконакопление в сидуре и кембрии	Эффузивы	?	
Перерыв (?)						
Верхний протерозой	Платформа		Разломы	Вольниты	Щелочные сиениты; рапакиви- и рапакиви-образные граниты; габбро-нориты, лабрадориты	Пегматиты, аплиты, монцониты
			Осадконакопление овручской толщи	Кварцевые порфиры (?)		
Большой перерыв						
Нижний протерозой или верхний архей	Развитие субмеридиональной подвижной зоны (саксаганиды)	Посторогенный			Широтные дайки оливновых диабазов; габбро-диабазы, кварцевые порфиры и кварцевые порфиры	
			http://jara.ssi.ru/			

		Орогенный	Складчатость криворожской толщи	Днепровские аплитонидные граниты Красные граниты днепровско-токовского (и осницкого) комплексов	Гидротермальные метасоматиты Кривого Рога. Зоны гранитизации Пегматиты, чарнокиты
		Геосинклинальный	Осадконакопление криворожской толщи	Основные эффузивы— амфиболиты, тальковые сланцы	Гранодиориты, монзониты, габбро-нориты и серпентиниты Чарнокиты

Большой перерыв

Нижний архей	Развитие древнейшей подвижной зоны	Посторогенный			Субмеридиональные дайки диабазов	
		Орогенный	Складчатость гнейсовой толщи		Серые граниты кировоградского комплекса: гранодиориты	Инъекционно-контактовый метаморфизм гнейсовой толщи Пегматиты и мигматиты
		Геосинклинальный	Осадконакопление пород гнейсовой толщи	Основные эффузивы— амфиболиты	Плагиограниты, ультраосновные и основные интрузии	Мигматиты

900 млн. лет. Поэтому их верхняя стратиграфическая граница не может быть выше нижнего палеозоя.

Отличается от принятой нами схемы также схема стратиграфического расчленения пород кристаллического массива, предложенная в 1955 г. работниками Украинского геологического управления, составленная в основном А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой.

В ней все железистые породы Украинского кристаллического массива отнесены к трем сериям: тетерево-бугской, конкско-верховцевской и криворожской. Все древнеосадочные породы объединены в одну тетерево-бугскую серию; таким образом, термин, предложенный В. И. Лучицким для пород Завалья и Тетерева, получает более широкое значение.

Таблица 9

Схема стратиграфии пород Украинского кристаллического массива по А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой

Палеозой (?)	<p>Кислые, основные и ультраосновные эффузивы; граниты Екатериновки и Каменных Могил; щелочные эффузивы; приазовский щелочной комплекс: нефелиновые сиениты и пегматиты; щелочные граниты и сиениты; граниты диалаго-амфиболовые; габбро, пироксениты, перидотиты</p> <p>Верхняя (белокоровичская) свита овручских песчаников и сланцев</p> <p>Коростенский интрузивный комплекс: кислые и основные эффузивы; щелочные сиениты, рапакиви, рапакивиподобные граниты; монцониты; габбро, анортзиты, габбро-перидотиты</p> <p>Нижняя (голкачевская) свита овручских песчаников с прослоями пиррофиллитовых сланцев</p>
Прогерозой	<p>Осницкий интрузивный комплекс: основные эффузивы; осницкие и клесовские, граниты, габбро и гранодиориты, диориты вировские</p> <p>Днепровско-токовский интрузивный комплекс: днепровские, анадольские, боковянские и токовские граниты, боковянские монцониты.</p> <p>Криворожская серия: верхняя сланцевая свита, средняя железорудная свита, нижняя—аркозово-филлиговая свита с прослоями тальковых сланцев</p> <p>Основные эффузивы: зеленокаменные породы</p>
Верхний археозой	<p>Эффузивы</p> <p>Кировоградско-житомирский интрузивный комплекс: трахитоидные граниты кировоградские порфиroidные граниты, житомирские равномернозернистые граниты и их мигматиты; монцониты Ново-Украинки</p> <p>Плагииграниты, гранодиориты и диориты (кремечугские, звенигородские) и их мигматиты</p> <p>Конкско-верховцевская серия: кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы; амфиболиты, габбро-амфиболиты, эпидиобазы, тальковые и тальково-карбонатные сланцы, серпентиниты, железистые кварциты</p>
Нижний археозой	<p>Чарнокитовый комплекс: аплитонидные граниты, скарновые породы, гранодиориты (собиты), чарнокиты (гиперстеновые граниты, диориты, нориты) и мигматиты.</p> <p>Интрузивные основные и ультраосновные породы</p> <p>Тетерево-бугская серия: кристаллические известняки, сланцы, кварциты и железистые кварциты, силлиманито-кордиеритовые, биогито-плагноклазовые, графито-биотитовые, амфиболо-плагноклазовые и пироксено-плагноклазовые гнейсы</p>

Сопоставление стратиграфических схем докембрия

по Н. П. Семененко

по Ю. И. Половинкиной

по А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой

Верхний докембрий (протерозой)	Овручская серия			Верхний протерозой	Осадкона- копление овручской толщи	Кварцевые порфиры	Палеозой	Овручская серия Верхняя (белокоровичская) свита Нижняя (толкачевская) свита
Средний докембрий (верхний архей)	Саксаганская серия	Кривой Рог	Верховцево, Конка, Орехово и др.	Верхний архей или нижний протерозой	Осадкона- копление криворожской толщи	Основные эффузивы, амфиболиты, тальковые сланцы	Протерозой	Верхняя свита Криворожская серия Средняя свита Нижняя свита
		Верхняя свита	Верхняя свита встречается только в районе Куксунгур				Верхний археозой	Верховцево-конкская серия (сланцы, амфиболиты, железистые кварциты)
		Средняя свита	Нерасчлененная железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенная толща				Нижний археозой	Древние гнейсы и железистые породы Побужья, Приазовья, Орехово-Павлоградской полосы Известняки, кристаллические сланцы графитовые гнейсы, биотитовые силлиманито-корднеритовые, амфиболовые и пироксеново-плагноклазовые гнейсы
	Нижняя свита	Серии метабазитов—Бузулукская, Орехова и Конки: амфиболиты, спилиты, зеленые сланцы с прослоями железисто-кремнистых пород и ультрабазитов						
Серия метабазитов	Зелено-каменная толща основных эффузивов	Ингуло-ингулецкая гнейсовая серия. Гнейсы р. Ингула и Ингульца	Нижний архей	Осадкона- копление пород гнейсовой толщи	Основные эффузивы, амфиболиты	Нижний археозой		
Нижний докембрий (нижний архей)	Бугско-днепровские гнейсовые серии	Хощевато-завальевская толща (свита) Побугская, подольская, днепровская и приазовская толщи гнейсов	Нижний архей	Осадкона- копление пород гнейсовой толщи	Основные эффузивы, амфиболиты	Нижний археозой		

Железисто-кремнистая толща Орехово-Павлоградской полосы субмеридионального простирания в схемах Н. П. Семененко и Ю. И. Половинкиной отнесена к одной саксаганской серии, а в схеме А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой она входит в состав серии древних гнейсов

Кировоградско-житомирский интрузивный комплекс отнесен к более древним интрузивам, чем криворожская железорудная серия. Овручская серия разделена на две свиты, разделенные интрузией коростенского комплекса; пержанские граниты отнесены к коростенскому комплексу; осницкий комплекс по времени своей интрузии связывается с днепровско-токовским; клесовский гранит связывается с осницким комплексом; белые кварциты Вольни в средней части кристаллического массива выделяются как постмагматические метасоматические образования, связанные с интрузиями коростенского и днепровско-токовского гранитоидных комплексов.

Стратиграфическое соотношение пород по схеме А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой приведено в табл. 9.

Как видно из приведенных схем, до настоящего времени нет единого мнения в вопросе стратиграфического расчленения пород Украинского кристаллического массива. В схемах Н. П. Семененко и Ю. И. Половинкиной все железисто-кремнистые породы саксаганской и подстилающей ее метабазитовой серии центральной части Украинского кристаллического массива отнесены к одному геологическому времени длительного формирования подвижной зоны, составляющей второй структурный ярус.

В схеме А. Н. Козловской и М. И. Ожеговой, близкой к схемам Н. С. Усенко и Я. Н. Белевцева, железисто-кремнистые образования в Орехово-Павлоградской зоне, а также в Побужье и Приазовье отнесены к древнейшим образованиям; сюда же отнесены все гнейсы кристаллического массива и другие залегающие среди них породы. Промежуточное положение занимают железистые породы Верховцевской, Чертомлыкской, Сурской, Конкской и Базавлукской зон. Наконец, железисто-кремнистые породы Криворожской субмеридиональной зоны отнесены к протерозою. Сопоставление осадочно-эффузивных толщ в этих схемах приведено в табл. 10.

Учитывая имеющиеся разногласия, в настоящей сводной работе приводится сравнительная характеристика железисто-кремнистых формаций, объединенных в саксаганскую серию отдельно по районам их развития. Для полноты характеристики дается также и отдельное описание различных гнейсовых серий.

НИЖНИЙ АРХЕЙ (НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ)

ВВЕДЕНИЕ

К наиболее древним образованиям Украинского кристаллического массива относится бугско-днепровская гнейсовая серия, образующая складчатые сооружения северо-западного простирания по рр. Буг и Днепр. Эта серия интродуцирована различными магматическими породами, внедрение которых синхронно с формированием указанных складчатых структур. Кроме того, в связи с проявлением и более молодых тектонических фаз, здесь наблюдаются также и более молодые интрузивные образования (порой даже преобладающие).

На юге Побужья (по р. Буг и его притокам — от хут. Мельника до с. Вознесенского) развит комплекс пироксено-плагиоклазовых гнейсов с чарнокито-монцонитами и мигматитами. Их абсолютный возраст, определенный по монациту, 1900—2000 млн. лет. Основной массив чарнокито-монцонитов развит в среднем течении р. Буг; к западу, по р. Сось, преобладают породы кислой фации, получившие местное название «собиты».

Гнейсы и чарнокито-монцониты мигматизируются и более молодыми красными аплито-пегматоидными гранитами, местами имеющими широкое развитие; их возраст по монациту определяется в 1700 млн. лет.

Среди пород Побужья, как уже отмечалось выше, выделяется хошеватозавальевский гнейсовый комплекс, развитый в районе сс. Хошеват, Завалья, а также по р. Синюхе и ее притокам. Здесь на пироксеноплагиоклазовых гнейсах залегает толща силлиманито-биотитовых и других гнейсов с прослоями магнетитовых и гранатовых кварцитов. В процессе формирования этой толщи происходили извержения основных и ультраосновных пород, превращенных ныне в амфиболиты и серпентиниты. Эта толща перекрывается графитовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями кварцито-песчаников, а еще выше залегают мраморы.

Хошеватозавальевский комплекс на Побужье представляет значительный промышленный интерес; с ним связаны месторождения графита и мрамора, в коре выветривания амфиболитов и ультрабазитов установлены залежи бурых железняков и никелевых руд. С ультрабазитами, кроме того, связаны месторождения хромита.

Распространение этого комплекса пород фиксируется магнитными аномалиями, известными под наименованием Побужских магнитных аномалий, из которых наиболее крупной является Грушковская.

В Подолии по рр. Случу, Тетереву, Гнилопяти, Росси, Ю. Бугу в районе сс. Летичева, Хмельники и по р. Днестру, в районе г. Могилев-Подольска развит комплекс гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов. Они интродуцированы чудново-бердичевскими гранато-биотито-кордиеритовыми гранитами, возраст которых, определенный по монациту, 2000—2150 млн. лет. Этот гнейсовый комплекс относится, по-видимому, к одной серии с пироксеноплагиоклазовыми гнейсами. Предполагается также, что чудново-бердичевские граниты древнее чарнокито-монзонитов, хотя возрастные соотношения между ними не установлены.

По р. Тетереву, в районе с. Козиевки, среди гнейсов наблюдаются прослой мрамора, в связи с чем была выделена тетеревская свита. Следует отметить, что прослой мраморов для нижнеархейских гнейсов типичны; они наблюдаются на различных участках среди биотито-графитовых и пироксеноплагиоклазовых гнейсов, например в Гниванском карьере, Завальевском месторождении графита и др.

К нижнеархейским образованиям следует отнести также и днепровский комплекс гнейсов и их мигматитов с плагиоклазовыми кременчугскими гранитами р. Днепра. Эти породы имеют северо-западное простирание и разбиты на отдельные блоки более молодыми складчато-интрузивными образованиями. Эти гнейсы прослеживаются по Днепру от г. Кременчуга до г. Запорожья. Собственно гнейсовая толща сохранилась в районе с. Романково, а на других участках развиты главным образом мигматиты.

В связи с имеющимися (пока единичными) определениями абсолютного возраста минерала ортита из демуринских и других гранитов по р. Саксагань в 2300 млн. лет и даже 2800 млн. лет возникает необходимость выделения отдельных блоков еще более глубокого древнего структурного яруса — катархея.

В Приазовской части кристаллического массива развиты комплексы гнейсов, мигматитов и ультрабазитов северо-западного простирания, которые, по-видимому, также относятся к нижнеархейским образованиям. Среди них имеются и более молодые образования, как, например, железорудные толщи в районе Корсак-Могилы, относящиеся к саксаганской железорудной серии.

Из-за недостаточной изученности района возрастное положение древних свит Приазовья остается неясным, в связи с чем все они условно относятся к одному приазовскому комплексу гнейсов и мигматитов, за исключением пород района Корсак-Могилы.

Остается неясным в приазовской части кристаллического массива и положение толщи графитоносных гнейсов, прослеживающихся в виде полосы северо-восточного простирания на протяжении 40 км от с. Троицкого до с. Темрюк через хутора Сачки и Садовый.

Сложным является также вопрос о положении толщи гнейсов и мигматитов в бассейне рр. Тикичей. Эта толща имеет субмеридиональное северо-восточное простирание и интродуцирована древнейшими биотито-амфиболовыми гранодиоритами биотито-плагиоклазовыми (звенигородскими) гранитами, которые являются петрографическими аналогами кремнечугских плагиоклазовых гранитов. Наблюдения показывают, что, по-видимому, первоначально эта толща имела северо-западное простирание, и затем в связи с внедрением Уманского гранитного массива деформирована и приобрела субмеридиональное северо-восточное простирание.

КОМПЛЕКС ПИРОКСЕНО-ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ГНЕЙСОВ ПОБУЖЬЯ И ИХ МИГМАТИТОВ С ПОРОДАМИ ЧАРНОКИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И АПЛИТО-ПЕГМАТОИДНЫМИ ГРАНИТАМИ

Комплекс пироксено-плагиоклазовых гнейсов, залегающих в виде полос, пачек и ксенолитов среди пород чарнокитовой формации и розово-серых гранато-биотитовых и амфиболо-биотитовых мигматитов, пользуется значительным распространением на обширной территории верхнего и среднего течения р. Ю. Буга.

Наиболее крупные выходы пироксено-плагиоклазовых гнейсов в виде участков мощностью до 300 м, вытянутых согласно общему направлению полосчатости вмещающих пород, были встречены по р. Ю. Буг в районе сс. Чудиновцы, Мизякова, г. Винницы, к югу от сс. Михайловки, Потуши, Струнькова, г. Гайворона, выше г. Первомайска, в с. Мигии. В районах двух последних пунктов мощность полос пироксено-плагиоклазовых гнейсов достигает 800 м.

Особенно значительное количество пироксено-плагиоклазовых гнейсов наблюдается среди пород чарнокитовой формации, где на отдельных участках они буквально переполняют чарнокиты, составляя 30—50% всей массы породы (Гниваньский карьер, выходы чарнокитов севернее с. Завалье и др.).

Полосы, пачки и ксенолиты пироксено-плагиоклазовых гнейсов согласно залегают среди вмещающих пород, образуя тела, вытянутые в северо-западном направлении, т. е. в направлении общей полосчатости вмещающих пород.

Пироксено-плагиоклазовые гнейсы представляют собой массивную или слегка полосчатую мелкозернистую (диаметр зерен до 0,5 мм) породу темно-серого до черного с зеленоватым оттенком цвета, состоящую в основном из плагиоклаза, представленного олигоклазом и андезином, ромбического пироксена, представленного сильно железистым гиперстеном, моноклинического пироксена, представленного диопсидом, роговой обманки, биотита и кварца. Количество последних трех минералов не постоянное и зависит от степени контакто-метаморфического воздействия на пироксено-плагиоклазовые гнейсы вмещающих их чарнокитовых и аплито-пегматоидных гранитов.

В зависимости от наличия и преобладания того или другого минерала среди комплекса пироксено-плагиоклазовых гнейсов различаются: гиперстено-плагиоклазовые, гиперстено-диопсидо-плагиоклазовые, диопсидо-плагиоклазовые, амфиболо-пироксено-плагиоклазовые и биотито-пироксено-плагиоклазовые гнейсы. Все вышеперечисленные минералогии

ческие разности часто встречаются совместно, макроскопически почти не отличимы и образуют постепенные переходы, обусловленные постепенным замещением одного минерала другим. В расположении указанных разностей пироксено-плагиоклазовых гнейсов наблюдается определенная закономерность: центральные части крупных полос, пачек и ксенолитов сложены исключительно пироксеновыми разностями. С продвижением к периферии и в центральных частях менее крупных полос, пачек и ксенолитов, наряду с пироксеном, появляется роговая обманка, количество которой постепенно увеличивается; неподалеку от контакта с вмещающими их гранитами, и в мелких ксенолитах она полностью замещает пироксен. Наряду с увеличением количества роговой обманки в гнейсах постепенно увеличивается и количество биотита, который обычно образует вокруг ксенолитов пироксено-плагиоклазового гнейса каемки в несколько сантиметров. С увеличением количества биотита и роговой обманки в пироксено-плагиоклазовых гнейсах наблюдается увеличение содержания кварца. В отдельных разностях гнейса количество кварца достигает 15%.

Такое взаимоотношение между пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми разностями пироксено-плагиоклазовых гнейсов говорит о значительном контакт-метаморфическом изменении гнейсов под воздействием гранитной магмы. Залегание пироксено-плагиоклазовых гнейсов в виде разобренных сильно оплавленных тел среди пород чарнокитовой формации и аплито-пегматоидных гранитов свидетельствует о их значительном переплавлении и ассимиляции под воздействием магм, давших породы чарнокитовой формации и аплито-пегматоидные граниты. От ранее существовавшего сплошного массива пироксено-плагиоклазовых гнейсов сохранились только отдельные разобренные пачки, полосы и ксенолиты сильно оплавленных и метаморфизованных пород. Наиболее вероятно, что и своеобразный минералогический состав пород чарнокитовой формации определяется большим количеством ассимилированного материала пироксено-плагиоклазовых гнейсов. Причем, возможно, что пироксены, столь характерные для чарнокитовой формации, являются в них реликтовыми минералами, сохранившимися от ассимиляции пироксено-плагиоклазовых гнейсов первичной магмой.

Как уже отмечалось выше, минералогический состав пироксено-плагиоклазовых гнейсов неоднороден и зависит главным образом от степени контактного метаморфизма и гранитизации. Л. Г. Ткачук в своей работе (1948) приводит таблицу минералогического состава пироксено-плагиоклазовых гнейсов (табл. 11).

Основываясь на исследованиях Н. И. Безбородько, он отмечает значительное увеличение содержания биотита, кварца и амфибола в ксенолитах пироксено-плагиоклазовых гнейсов среди чарнокитов. Кроме биотита и амфибола, отдельные ксенолиты пироксено-плагиоклазового гнейса обогащаются гранатом, образуя переходы в гранато-пироксено-плагиоклазовые гнейсы.

Наличие амфиболовых разностей пироксено-плагиоклазовых гнейсов, наряду с пироксеновыми, дает основание выделять две разновидности пироксено-плагиоклазовых гнейсов, имеющие различное площадное распространение. Амфиболо-плагиоклазовые гнейсы развиты главным образом в бассейне р. Соб (Липовец-Гайсинский массив), а пироксено-плагиоклазовые занимают обширную площадь в бассейне р. Ю. Буг и частично р. Днестр (Винницко-Первомайский массив).

Химический состав пироксено-плагиоклазовых и амфиболо-плагиоклазовых гнейсов приведен в табл. 12 (данные в основном заимствованы из работы Л. Г. Ткачука, 1940а).

Таблица 11

Минералогический состав пироксено-плаггиоклазовых гнейсов

Местоположение	Анде- зин	Гипер- стен	Диоп- сид	Био- тит	Рудный минерал	Кварц	Апа- тит	Циркон, титанит
г. Винница (по Н. И. Без- бородько)	33,68	41,03	14,20	1,32	9,61	—	0,1	0,06
Там же	66,65	21,71	—	0,37	9,37	0,15	1,45	—
Между сс. Михайловка- Клещев (по Н. И. Без- бородько)	65,90	31,7	—	—	2,15	—	0,24	—
с. Потуш (по Н. И. Без- бородько)	71,78	—	23,83	1,02	2,91	—	0,46	—
с. Брацлав (по Н. И. Без- бородько)	52,68	38,06 (6,6% ам- фиболов)	—	—	2,59	—	0,06	—
с. Чудновцы (по Г. М. Ко- ровниченко)	63,4	30,5	2,0	0,5	2,1	1,5	—	—

Таблица 12

Химический состав пироксено- и амфиболо-плаггиоклазовых гнейсов

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,37	51,40	50,90	49,52	48,70	48,52	58,98	47,11
TiO ₂	—	1,05	1,13	—	0,68	0,71	0,68	—
Al ₂ O ₃	15,48	17,35	16,98	14,83	19,53	21,48	15,20	17,43
Fe ₂ O ₃	1,88	3,97	3,33	23,53	2,17	8,07	0,20	4,87
FeO	9,81	8,41	7,50	—	6,82	10,91	3,72	2,53
MnO	—	0,45	0,24	—	0,16	0,21	0,07	—
MgO	4,25	5,43	6,01	3,92	5,68	2,53	3,68	3,00
CaO	8,27	4,90	10,73	5,49	12,20	3,53	4,62	11,24
Na ₂ O	3,59	2,46	1,86	1,82	1,20	2,73	2,54	2,32
K ₂ O	0,72	3,86	0,58	0,80	1,92	1,63	1,42	4,41
Cr ₂ O ₃	—	—	0,16	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0,45	0,13	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,57	0,052	—	—	—	0,64	—
CO ₂	—	—	0,16	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	0,35	0,50	—	0,70	—	2,56	—
Сумма	100,37	100,65	100,26	99,76	99,76	100,32	94,31	92,91

1—пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Ю. Буг, с. Чудновцы; 2—пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Ю. Буг, г. Первомайск; 3—пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Ю. Буг, г. Гайворон; 4—пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Ю. Буг, г. Винница; 5—пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Ю. Буг, с. Струньков; 6—пироксено-амфиболо-плаггиоклазовые гнейсы; 7—амфиболо-пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Днестр; 8—амфиболо-пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, р. Ю. Буг, г. Первомайск.

Как видно из приведенной таблицы, пироксено-плагноклазовые гнейсы и их амфиболовые разновидности обладают довольно разнообразным минералогическим и химическим составом и имеют некоторое сходство с основными магматическими породами чарнокитовой формации (амфиболиты, габбро-амфиболиты, нориты, плагноклазовые амфиболиты).

Основываясь на генетической связи пироксено-плагноклазовых гнейсов с типичными осадочно-метаморфическими породами, кристаллическими известняками, окремнелыми известняками и известковистыми роговиками, следует считать, что пироксено-плагноклазовые гнейсы являются наиболее древними осадочно-метаморфическими породами, сильно метаморфизованными и измененными под влиянием гранитных интрузий. Связь пироксено-плагноклазовых гнейсов с окремнелыми известняками и известковистыми роговиками была отмечена рядом исследователей в районе Гниванского карьера, в районе г. Винницы, по р. Вишне, в районе с. Собарово и между сс. Собарово—Шкуринцы.

В Гниванском карьере взаимоотношение между этими породами было изучено Н. И. Безбородько (1931). Здесь наблюдается тонкое переслаивание пироксено-плагноклазовых гнейсов с известково-силикатными роговиками и окремнелыми известняками, причем переход от одной разности пород к другой постепенный и обусловлен равномерным увеличением количества одного минерала за счет соответствующего уменьшения другого.

Форма залегания гнейсов — полосы, пачки и ксенолиты — среди пород чарнокитовой формации и розово-серых аплитовидных гранитов и их мигматитов говорит о неоднократном воздействии на них магматических интрузивных пород, почти полностью уничтоживших их и изменивших. В пределах распространения пироксено-плагноклазовых гнейсов известно две серии таких интрузий. Первая, наиболее мощная серия представлена породами чарнокитовой формации, которые в основном ассимилировали толщу пироксено-плагноклазовых гнейсов, сохранив их только в виде отдельных разобщенных ксенолитов. Кроме процессов переплавления и ассимиляции гнейсов, произошло послонное проникновение чарнокитовой магмы, особенно ее кислой и ультракислой разности, в пироксено-плагноклазовые гнейсы. В зависимости от количества инъецирующего материала образовался постепенный ряд инъекционных полосчатых пород — инъекционные гнейсы — мигматиты — полосчатые чарнокиты.

С увеличением количества инъецирующего гранитного материала в прослоях пироксено-плагноклазовых гнейсов наблюдается постепенное замещение пироксенов роговой обманкой и биотитом, так что самые крайние разности инъекционных пород (мигматиты) почти не содержат пироксена, а обогащены только амфиболом и биотитом. Таким образом, создается толща серых амфиболо-биотитовых мигматитов, которые обычно окаймляют крупные массивы чарнокитовых пород или залегают в виде полос различной мощности среди розово-серых мигматитов, полимигматитов и аплитов-пегматоидных гранитов.

Вторая серия интрузий, представленная розовыми аплитов-пегматоидными гранитами, носила в основном инъекционный характер. Ко времени внедрения этих гранитов пироксено-плагноклазовые гнейсы не имели сплошного распространения, а были уже ассимилированы чарнокитовой магмой. Аплитов-пегматоидная магма пропитывала согласно полосчатости пироксено-плагноклазовые гнейсы, чарнокиты и их мигматиты, образуя своеобразный комплекс розово-серых инъекционных пород, пользующихся в пределах среднего Побужья очень широким рас-

пространением и представленных розово-серыми инъекционными гнейсами, мигматитами и полимигматитами. Инъекция розовых аплитопегматоидных гранитов часто сопровождалась частичным или полным переплавлением и ассимиляцией вмещающих пород, с образованием полосчатых розово-серых гибридных гранитов, пользующихся очень широким распространением в пределах среднего течения р. Ю. Буга.

ХОЩЕВАТО-ЗАВАЛЬЕВСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАФИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И МРАМОРОВ

В среднем течении р. Ю. Буга—от г. Гайворона на северо-западе до г. Первомайска на юго-востоке—на площади в несколько тысяч квадратных километров развит своеобразный комплекс древних осадочно-метаморфических пород, представленных графитовыми, графито-биотитовыми, графито-гранато-биотитовыми и силлиманито-кордиеритовыми гнейсами, кварцитами, кристаллическими известняками и доломитами.

Эти породы либо слагают крупные синклинальные структуры, либо залегают в виде ксенолитов среди розово-красных гранитов и чарнокитов или пачек среди мигматитов и полимигматитов.

Сотрудниками Украинского геологического управления, проводившими многолетние исследования в пределах среднего течения р. Ю. Буг, прослежены синклинальные структуры в районах сс. Хощевато, Завалье, Кошаро-Александровка, Люшневата, Долгая Пристань, Красногорка, Любомирка и г. Первомайск. Как синклинальные структуры, так и полосы, пачки и ксенолиты пород хощевато-завальевского комплекса согласно залегают среди мигматитов, чарнокитов и гранитов и имеют северо-западное простирание ($310\text{--}340^\circ$), иногда изменяющееся до широтного и северо-восточного. Наиболее детально этот комплекс пород изучен в крупных синклинальных структурах сс. Хощевато и Завалье.

Л. Г. Ткачук (1940а) в этом комплексе пород выделяет четыре самостоятельных стратиграфических горизонта (снизу вверх): 1) амфиболиты и амфиболо-пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, залегающие в основании хощевато-завальевского комплекса; 2) силлиманито-гранато-кордиеритовые гнейсы, залегающие на амфиболо-пироксено-плаггиоклазовых гнейсах; 3) биотитовые, гранато-биотитовые и графитовые гнейсы; 4) кристаллические известняки.

Кроме того, между силлиманито-гранато-кордиеритовыми и графито-биотитовыми гнейсами располагаются мощные полосы кварцитов и полевошпатовых кварцитов, образующие в ряде синклинальных структур самостоятельный выдержанный стратиграфический горизонт.

Амфиболиты и амфиболо-пироксено-плаггиоклазовые гнейсы обычно встречаются совместно, образуя плавные переходы, обусловленные постепенным увеличением количества полевых шпатов в породе. Залегают они или в виде сплошных полей в периферической части синклинальных структур в основании хощевато-завальевского комплекса, или же в виде разобренных пачек, полос и ксенолитов среди гранитов, чарнокитов, мигматитов и полимигматитов, являющихся останцами, сохранившимися от ассимиляции их гранитной магмой.

То обстоятельство, что часть амфиболитов образует постепенные переходы через плаггиоклазовые амфиболиты и габбро-амфиболиты к основному и ультраосновному магматическим породам дает основание рассматривать их как глубоко метаморфизованные магматические породы основного и ультраосновного состава (Ткачук, 1940а). Однако тесная

связь амфиболитов с типичными осадочно-метаморфическими породами хощевато-завальевского комплекса дает основание говорить также и о том, что амфиболиты являются как вулканогенными, так и осадочно-метаморфическими породами.

Вопрос о происхождении амфиболитов остается неясным; требуются более детальные исследования. Наиболее вероятно, что в пределах среднего Побужья встречаются обе разновидности амфиболитов как осадочного, так и магматического происхождения. Породы явно магматического генезиса залегают здесь среди амфиболитов и гнейсов; они представлены серпентинизированными перидотитами и пироксенитами.

Амфиболиты — темно-серые, массивные крупно- и среднезернистые породы с гранобластической и нематобластической структурой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и роговая обманка.

Плагиоклаз принадлежит к олигоклаз-андезину, реже лабрадору и составляет 40—60% породы; роговая обманка обладает резким плеохроизмом в коричневых тонах и составляет 30—50% породы. Из второстепенных минералов часто встречаются биотит, пироксен, диопсид, кварц, гранат, аксессуарные — апатит, циркон; рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом.

Химические анализы амфиболитов, приведенные рядом исследователей (Лебедев, Лучицкий, 1934, Ткачук, 1940а), показывают низкое содержание в них кремния, щелочей и повышенное содержание железа, магния и кальция.

Следующим стратиграфическим горизонтом в толще осадочно-метаморфических пород хощевато-завальевского комплекса являются силлиманито-гранато-кордиеритовые гнейсы, залегающие в виде полос шириной до 300 м, среди других гнейсов, а также в виде ксенолитов среди пород чарнокитовой формации. Выходы их встречены в виде крупных скал по обоим берегам р. Ю. Буга, выше с. Соломии, в районе сс. Завалья, Кошаро-Александровки, Люшневатой и др. Широкая полоса силлиманито-гранато-кордиеритовых гнейсов северо-восточного простирания была встречена в 1950 г. при разбурировании Грушковской магнитной аномалии; здесь они залегают совместно с магнетито-пироксеновыми кварцитами.

Силлиманито-гранато-кордиеритовые гнейсы представляют собой сланцевую среднезернистую породу, состоящую из кварца, силлиманита, граната, кордиерита, биотита, альбита, графита и рудного минерала. По минералогическому и химическому составу силлиманито-гранато-кордиеритовые гнейсы являются типичными осадочно-метаморфическими породами.

Выше силлиманито-гранато-кордиеритовых гнейсов встречен горизонт кварцитов и полевошпатовых кварцитов, часто перемежающихся как с подстилающими силлиманито-гранато-кордиеритовыми гнейсами, так и с вышележащими биотитовыми и биотито-графитовыми гнейсами.

Кварциты образуют ряд полос и линз, мощность и количество которых постепенно уменьшается в направлении от силлиманито-гранато-кордиеритовых гнейсов к биотито-графитовым гнейсам. Общая мощность зоны кварцитов обычно не превышает 100—150 м и только в редких случаях достигает 200—250 м.

Среди кварцитов различается несколько разновидностей, обычно встречающихся совместно и образующих постепенные переходы. Наиболее широко распространены кварциты светло-серой окраски, массивного или слегка сланцеватого сложения, состоящие почти исключительно из крупных зерен кварца.

Кварцит содержит редкие и мелкие включения полевого шпата, силлиманита, серицита, графита. Реже встречаются тонкосланцеватые разновидности кварцитов, в значительном количестве обогащенные каолинизированным полевым шпатом и биотитом.

Наиболее широким распространением среди пород хоцевато-завальевского комплекса пользуются биотитовые и биотито-графитовые гнейсы, составляющие основную часть этого комплекса. Образуют они мощную толщу, залегающую непосредственно в ядрах синклиналиных складок, или же окаймляют с периферии кристаллические известняки, залегающие в оси синклиналиных складок.

В петрографическом отношении графито-биотитовые гнейсы обладают значительным разнообразием и представлены хлоритовыми, биотито-хлоритовыми, хлорито-кальцитовыми, биотито-серицитовыми, биотито-гранатовыми, гранатовыми, силлиманито-гранатовыми, биотито-пироксеновыми разновидностями, в различной степени обогащенными графитом, от отдельных чешуек до 20—30 %.

Макроскопически графитовые гнейсы представляют собой светло-серую породу с хорошо выраженной тонкой сланцеватостью, обусловленной частым чередованием полос, в различной степени обогащенных графитом, биотитом и другими темноцветными минералами. Полевые шпаты в графитовых гнейсах, как правило, разрушены и замещены каолинитом; темноцветные минералы также в значительной степени хлоритизированы и нонтронитизированы.

Кристаллические известняки пользуются менее широким распространением, чем другие породы хоцевато-завальевского комплекса. Они залегают в осевых частях синклиналией, где, перемежаясь с кварцитами, графитовыми и биотитовыми гнейсами, выполняют ядро синклиналиной складки. Кроме того, небольшие тела кристаллических известняков наблюдаются в виде полосок среди пироксено-плаггиоклазовых гнейсов по р. Ю. Бугу, в районе г. Первомайска, по р. Мокрой Деренюхе, в районе с. Капитановки, по р. Сухому Ташлыку, в районе с. Лащевка.

В Завальевской синклинали кристаллические известняки содержат тонкие прослои кварцитов и биотито-графитовых гнейсов; подстилаются они графитовыми гнейсами, с которыми образуют постепенные переходы. Макроскопически кристаллические известняки являются светло-серой или зеленовато-серой среднезернистой массивной породой, часто с хорошо выраженной полосчатостью, проходящей параллельно вытянутости синклинали. Полосчатость в кристаллических известняках обусловлена частой перемежаемостью мелкозернистых и среднезернистых его разновидностей, а также неравномерным размещением темноцветных минералов.

Химическое и минералогическое изучение кристаллических известняков показало их очень неоднородный минералогический и химический состав от почти чистых кристаллических известняков до доломитов и магнезиальных доломитов. Все разновидности известняков в свою очередь неравномерно обогащены темноцветными силикатными минералами, представленными оливином, диопсидом, серпентинитом, биотитом. В небольших количествах в известняках присутствует графит, магнетит, шпинель.

Количество цветных силикатов в известняках на отдельных участках весьма изменчиво — от полного их отсутствия до 60 % всей породы. Обогащенные темноцветным минералом участки располагаются в виде неправильных линзовидных тел, вытянутых согласно общей полосчатости в известняках.

Химические анализы графитовых гнейсов и мраморов

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.
1	48,52	0,71	21,48	8,07	—	10,91	0,21	2,53	3,35	2,73	1,63	—	—	—	—	—
2	48,70	0,68	19,63	2,17	—	6,82	0,16	5,68	12,20	1,20	1,92	—	—	—	0,70	—
3	96,68	—	1,68	0,16	—	0,56	—	0,14	0,20	0,55	0,15	—	—	—	0,07	—
4	96,62	—	1,75	0,16	—	сл.	—	0,57	0,40	0,23	0,24	—	0,41	—	0,64	—
5	96,68	—	2,16	0,32	—	0,12	—	—	0,31	0,25	0,06	—	—	—	—	—
6	91,65	—	1,31	0,19	—	сл.	—	сл.	1,65	0,12	0,09	—	—	0,70	2,72	—
7	97,20	—	0,84	0,47	—	0,17	—	0,09	0,32	0,29	0,15	—	0,25	—	—	—
8	59,66	0,80	17,94	4,61	—	0,12	0,00	3,11	3,36	3,27	1,90	—	—	—	7,50	0,22
9	70,96	0,40	16,83	0,86	—	3,19	0,07	0,91	2,95	4,05	1,00	—	—	—	0,70	—
10	67,54	0,45	15,45	2,18	—	2,65	—	1,45	3,30	2,79	2,94	—	—	—	0,56	—
11	61,00	—	10,31	8,69	—	0,25	—	0,10	1,61	1,20	2,84	—	—	—	—	14,50
12	65,97	—	11,48	0,79	—	0,38	0,03	0,51	2,85	0,27	1,36	—	0,03	0,33	—	15,96
13	62,52	—	13,42	2,50	—	0,36	сл.	1,14	1,30	1,44	1,69	—	0,10	0,29	—	15,66
14	53,46	—	14,55	11,76	—	0,57	0,07	2,27	3,25	1,89	0,75	—	0,05	1,06	—	15,55
15	55,38	—	19,07	10,03	—	0,86	0,06	4,05	2,65	0,24	2,78	—	сл.	1,06	—	4,85
16	19,96	—	2,00	0,64	—	1,19	0,01	10,02	25,45	2,00	1,00	—	0,12	21,08	—	18,01
17	78,28	0,66	11,61	0,99	—	4,35	0,13	1,63	0,75	0,87	1,05	—	0,01	0,013	0,48	—
18	63,62	—	24,29	3,65	—	2,40	—	1,63	0,62	1,45	0,17	—	—	3,06	1,25	—
19	3,30	—	0,26	0,19	сл.	2,84	0,44	21,29	30,08	сл.	сл.	0,019	сл.	42,65	0,20	—
20	13,12	—	0,48	1,66	сл.	2,25	0,72	17,59	30,10	0,20	0,10	0,033	0,06	33,40	0,30	—
21	2,56	0,02	1,18	0,52	—	1,56	0,65	18,91	30,45	—	—	—	—	43,10	—	—
22	9,73	0,02	0,51	1,72	—	1,84	0,60	19,20	28,62	сл.	сл.	—	—	34,68	3,38	—
23	36,59	—	9,98	6,24	—	8,51	1,06	5,45	23,86	—	—	—	—	9,40	2,09	—
24	11,90	—	0,70	2,95	—	0,90	0,05	17,10	31,00	—	—	—	0,86	35,18	1,54	—

1—пироксено-амфиболо-плаггиоклазовые гнейсы, г. Первомайск, Сановицкая каменоломня; 2—пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, с. Струнков; 3 и 4—кварциты, Белая Скала против южной окраины с. Завалье; 5—кварциты, с. Шамраевка; 6 и 7—гнейсо-кварциты, с. Завалье; 8, 9 и 10—биотитовые гнейсы, с. Каменный Брод; 11—биотито-хлоритовые гнейсы, с. Хошевато; 12—гнейсы графитовые, каолинизированные, с. Завалье; 13—гнейсы хлоритовые, с. Завалье; 14—гнейсы биотитовые, охристо-серые, с. Завалье; 15—гнейсы биотито-гранатовые; 16—гнейсы кальцитизированные; 17—силлиманитовые гнейсы, с. Завалье; 18—гранато-силлиманитовые гнейсы, к югу от г. Гайворон; 19, 20, 21, 22, 23, 24—кристаллические известняки, с. Завалье.

**КОМПЛЕКС ГРАНАТО-БИОТИТО-КОРДИЕРИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ПОДОЛИИ
(БАСЕЙНЫ рр. СЛУЧА, ТЕТЕРЕВА, РОССИ, ДНЕСТРА, Ю. БУГА)
И ЧУДНОВО-БЕРДИЧЕВСКИЕ ГРАНИТЫ**

Комплекс гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов и чудново-бердичевские граниты имеют широкое распространение в южной части северо-западной половины Украинского кристаллического массива.

Гранато-биотито-кордиеритовые гнейсы и мигматиты распространены в верхнем течении р. Ю. Буга, в основном по его левым притокам — от района Лепичев—Меджибож на северо-западе до района Гнивань на юго-востоке, а также обнажаются по левым притокам Днестра. В бассейне р. Соб они встречены по р. Собик, откуда по правым притокам Соби прослеживаются вниз в юго-восточном направлении до района Кальник — Пархомовка.

Гранато-биотито-кордиеритовые гнейсы являются одним из главных представителей свиты метаморфических пород, образовавшихся в результате глубокого метаморфизма мощной толщи осадочных пород глинисто-мергелистого и глинисто-доломитового состава под влиянием интрузий (Безбородько, 1935а). Они представляют собой темно-серую, почти черную, мелкозернистую тонкосланцеватую или тонкоплитчатую породу с порфиобластами граната.

Главные породообразующие минералы, входящие в состав гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов и магматитов: плагиоклаз (от олигоклаза № 20 до андезина № 34—40), кварц и биотит. В переменном количестве присутствуют гранат, кордиерит, силлиманит и графит. Рудные минералы представлены мелкими зернами магнетита. Кордиерит в большей или меньшей степени замещен серицитом.

Химический состав силлиманито-гранато-кордиеритовых гнейсов Побужья (по данным Л. Г. Ткачука, 1940а) приведен ниже:

Химический состав силлиманито-гранато-кордиеритовых гнейсов Побужья

Состав	В весовых процентах	
SiO ₂	78,28	63,62
TiO ₂	0,66	—
Al ₂ O ₃	11,61	24,29
Fe ₂ O ₃	0,99	3,65
FeO	4,35	2,40
MnO	0,18	Не определено
MgO	1,63	1,33
CaO	0,75	0,62
Na ₂ O	0,87	1,45
K ₂ O	0,15	0,17
P ₂ O ₅	0,023	Не определено
SO ₃	0,001	"
CO ₂	0,013	"
H ₂ O	0,48	"
Сумма	99,987	97,53

Гранато-биотито-кордиеритовые гнейсы переслаиваются с гранато-биотитовыми, гранато-графито-биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами, среди которых наблюдаются также прослои пироксено-

плаггиоклазовых гнейсов и изредка известняков. В пределах развития чудново-бердичевских гранитов восточная граница широкого распространения гранато-кордиерито-биотитовых и пироксено-плаггиоклазовых гнейсов проходит в направлении северо-запад—юго-восток, несколько восточнее г. Любара, по р. Случь, между сс. Жежелев и Хажин в верховьях р. Гнилопяти, несколько восточнее с. Дергановки в верховьях р. Роста-вицы, дальше она поворачивает на юг через район г. Липовец в верховьях р. Соб и уходит в долину р. Ю. Буга, где, принимая прежнее северо-западное — юго-восточное направление, уходит в пределы Первомайского района. Указанная линия служит также восточной границей

развития кордиерита и иногда гиперстена в гранитах чудново-бердичевского типа. Следует отметить, что на продолжении вышеуказанной линии в северо-западном направлении, в районе г. Шепетовки среди ксенолитов в шепетовском гранодиорите, являющемся краевой фацией массива чудново-бердичевских гранитов (Безбородько, 1929) имеются пироксено-плаггиоклазовые и роговообманково - плаггиоклазовые гнейсы; кордиерит не встречен здесь ни в гнейсах, ни в гранодиорите.

К северо-востоку и востоку от указанной выше линии главное распространение имеют гранато-биотито-плаггиоклазовые гнейсы, содержащие иногда в виде несущественной примеси графит, и в бассейне р. Соб — амфиболо-плаггиоклазовые и амфиболо-биотито-плаггиоклазовые гнейсы. За пределами этой линии гранато-кордиерито-биотитовые гнейсы и кордиерит в чудново-бердичевских гранитах встречается очень редко.

В описываемых районах гранато-биотито-кордиеритовые гнейсы сохранились только в виде реликтовых образований в связи с прорисходившими интрузиями глубинных пород, уничтоживших гнейсы. Эти гнейсы в виде ксенолитов, отдельных пачек и пластов, зажатых среди глубинных пород, встречаются то в незначительном количестве, то скопляются большими массами.

В пределах развития чудново-бердичевских гранитов ксенолиты гнейсов обычно представляют остатки пород кровли с сохранившейся структурой (рис. 3). В районе северного контакта чудново-бердичевских гранитов по Случу можно наблюдать повороты и «окатывание» ксенолитов (рис. 4). При общем преобладании в чудново-бердичевских гранитах гранитового материала, соотношения между гранитами и породами кровли варьируют в широких пределах (рис. 5, 6, 7).

Крупные ксенолиты плотных биотитовых мелкозернистых рогово-квитовых или гнейсовидных пород, присутствующих в гранато-кордиерито-биотитовых гранитах и состоящих из кварца, микроклина, большого количества кислого плаггиоклаза, биотита, граната, кордиерита, силлиманита и многочисленных мелких кристалликов апатита, были названы В. И. Лу-чицким (1950) «киевскитами».

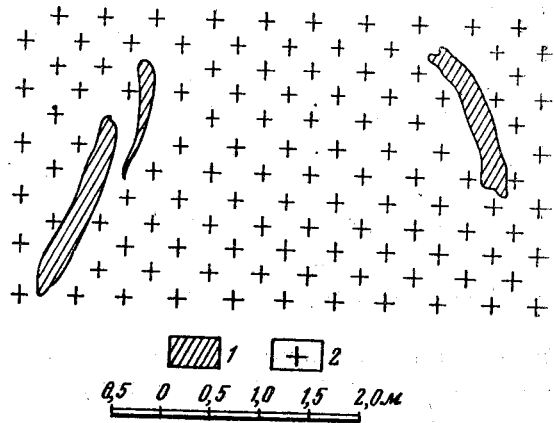


Рис. 3. Реликтовая антиклинальная структура гнейсов в чудново-бердичевских гранитах с. Жежелев (разрез)

1 — гнейсы; 2 — чудново-бердичевские граниты

Впервые на залегание биотитовых гнейсов среди гранитов указал М. Н. Миклухо-Маклай (1898а). При этом он описал текстурно-структурные особенности этих гнейсов. Л. Л. Иванов (1910) описал содержащие силлиманит биотитовые гнейсы, выступающие в береговых обрывах р. Тетерева вблизи Житомира.

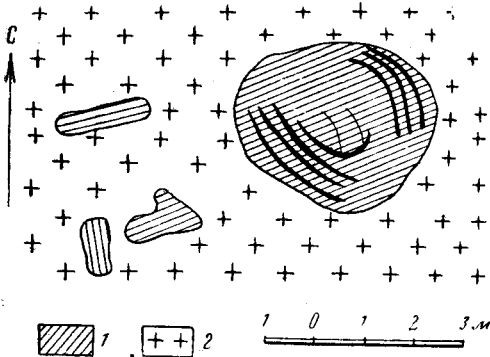


Рис. 4. Повернутые и окатанные ксенолиты гнейсов в чудново-бердичевских гранитах, с. Острополь (план)

1—гнейсы; 2—чудново-бердичевские граниты

и кордиерит в граните встречаются в основном во внутренней части области, примыкающей к полосе гнейсов и мигматитов Подолии.

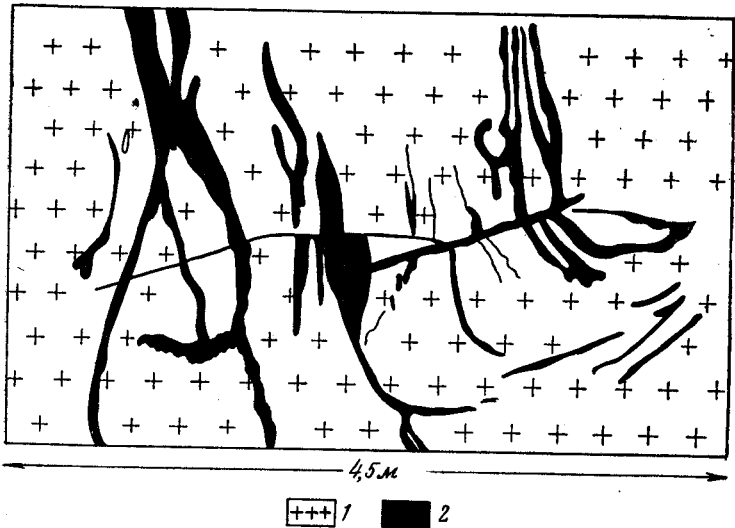


Рис. 5. Пропитывание гнейсов чудново-бердичевскими гранитами, с. Хажин (разрез)

1—гнейсы; 2—чудново-бердичевские граниты

Чудново-бердичевские граниты образуют три обширных массива, охватывающих (считая с запада на восток) правые притоки р. Горынь, в районе г. Шепетовки, верхнюю часть течения р. Случа, верховье р. Тетерева и его правые притоки — от верховьев до г. Житомира, верховье р. Росси, включая верхние части его притоков — рр. Роставицы и Самца. Эти же граниты переходят в верхнюю часть бассейна р. Соб, левого притока р. Ю. Буга. Кроме того, чудново-бердичевские граниты образуют

значительное количество мелких массивов в пределах полосы гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов и мигматитов Подолии.

Согласно исследованиям Н. П. Семененко (1949), внедрение гранитов ингулецкого типа связано с формированием более молодой субмери-

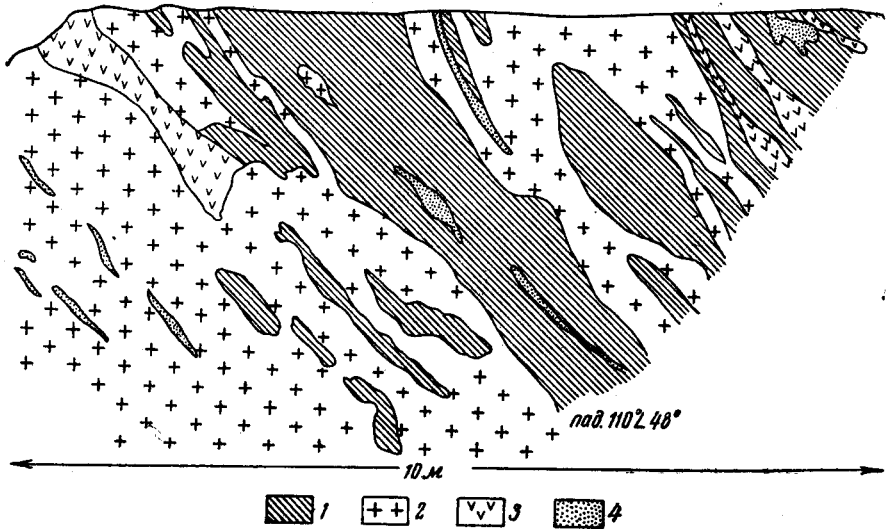


Рис. 6. Мигматиты чудново-бердичевских гранитов (р. Гнилопять, с. Глуховцы, каолиновый карьер; разрез)

1—каолинизированные гнейсы; 2—каолинизированные граниты; 3—каолинизированные пегматиты; 4—кварц

диональной складчато-орогенной системы, в то время как формирование чудново-бердичевских гранитов приурочено к более древним нижнеархейским северо-западным—юго-восточным структурам. По рр. Гуйве и Гни-

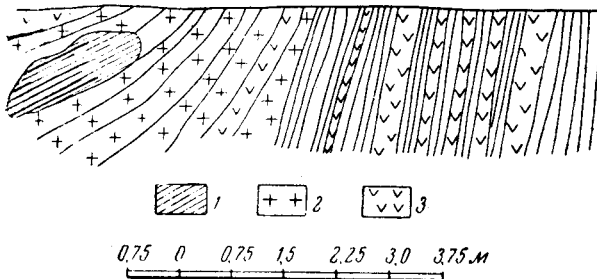


Рис. 7. Ксенолиты гнейсов в чудново-бердичевских гранитах и инъекция чудново-бердичевских пегматитов в гнейсы, с. Жежелев (разрез)

1—гнейсы; 2—чудново-бердичевские граниты; 3—пегматиты

лопяти житомирские граниты и их пегматиты образуют в чудново-бердичевских гранитах интрузивные тела. По данным А. Я. Хатунцевой, чудново-бердичевские граниты в районе г. Любара (с. Кутыщи) рассекаются дайкой светло-серого двуслюдистого мелкозернистого гранита житомирского типа.

В чудново-бердичевских гранитах наблюдаются также внедрения более молодых розовых аплито-пегматоидных гранитов, образующих

в чудново-бердичевских гранитах и чарнокитах секущие тела, мощностью до нескольких десятков, а иногда и сотен метров. Местами под влиянием магмы розовых аплитов-пегматоидных гранитов происходит более или менее интенсивная гранитизация более древних пород, которая в своей начальной стадии фиксируется появлением на сером фоне древних пород пятнистых и ветвящихся участков розовой окраски, обусловленной новообразованием розового микроклина. Местами пироксен гнейсов и чудново-бердичевских гранитов замещается роговой обманкой, иногда почти нацело биотитом. Происходит окварцевание пород; в интенсивно нарушенных местах не только гранато-биотитовые граниты, но и гнейсы почти нацело замещены кварцем. Метасоматические процессы, связанные с интрузией розовых аплитов-пегматоидных гранитов, явились причиной локального метаморфизма гнейсов кровли и самих чудново-бердичевских гранитов.

Гранато-кордиеритовые гнейсы Подолы относятся к древнейшим, нижнеархейским образованиям. Переслаиваясь с пироксено-плаггиоклазовыми, амфиболо-пироксеновыми, амфиболо-биотитовыми, гранато-графито-биотитовыми, гранато-биотитовыми гнейсами и с кристаллическими известняками, они входят в состав мощной толщи парагнейсов, первичный материал которых отлагался в нижнеархейской геосинклинали, простиравшейся с северо-запада на юго-восток. По разрезу Могилев-Подольский — Белая Церковь, вкрест простирания гнейсов, указанная толща сменяется узкой и менее пестрой полосой амфиболо-плаггиоклазовых и амфиболо-биотитовых гнейсов с прослоями силикатных известняков, наиболее широко представленной в бассейне р. Соб. Еще дальше к северо-востоку начинается область преимущественного развития парагнейсов более однородного состава, представленных в основном биотитоплаггиоклазовыми гнейсами правых верхних притоков р. Синюхи и бассейна р. Росси.

С нижнеархейским тектоорогенезом, собравшим осадочные породы нижнего архея в складки северо-западного простирания, связано внедрение интрузивных пород бужско-подольского интрузивного комплекса. Эти интрузии сосредоточены в основном в пределах юго-западной части Побужской полосы и прослеживаются на протяжении 370 км от г. Первомайска на юго-востоке до г. Шепетовки на северо-западе.

К первой интрузивной фазе в пределах юго-западной части геосинклинали относится внедрение ультраосновных и основных пород — перидотитов, пироксенитов и габбро-норитов, сосредоточенных в Гайворонском и Первомайском районах.

Вторая интрузивная фаза в пределах наиболее подвижной, юго-западной части Побужской геосинклинали представлена гиперстеновыми и гиперстено-биотитовыми гранитами, диоритами и норитами Побужья и биотито-роговообманковыми гранодиоритами и диоритами р. Соб.

Указанные интрузивные породы второй интрузивной фазы в северном, северо-восточном и восточном направлениях переходят в граниты чудново-бердичевского типа, представляющие наиболее кислую периферическую их разновидность.

ДНЕПРОВСКИЙ КОМПЛЕКС ГНЕЙСОВ И ИХ МИГМАТИТОВ С ПЛАГИОКЛАЗОВЫМИ ГРАНИТАМИ

По р. Днепру от г. Кременчуга до г. Запорожья развиты гнейсы, мигматиты и биотито-плаггиоклазовые граниты северо-западного простирания, пересекаемые в ряде участков зонами более молодых складчатых

структур субмеридионального и субширотного простирания и сопровождающих их интрузий. Эти древнейшие гнейсовые свиты сохранились не везде. В большинстве случаев, в связи с наложившимися более молодыми интрузиями, они замещены мигматитами серых плагиоклазовых гранитов или полимигматитами.

Черные биотито-плагиоклазовые и биотито-амфиболо-плагиоклазовые гнейсы с линзами пироксено-плагиоклазовых гнейсов обнажаются по р. Омельнику выше с. Онуфриевки, в зоне развития субмеридионального пояса магнитных аномалий. Здесь с несомненностью устанавливается древний возраст толщи гнейсов. Вначале эта толща была смята северо-западной складчатостью и залегала параллельно общему простиранию древнего складчатого пояса. Позже она была рассланцована в субмеридиональном направлении в связи с формированием складчатых поясов, включающих железорудные формации, к которым относится Онуфриевская магнитная аномалия, сложенная породами саксаганской серии.

Хорошо сохранившиеся гнейсы известны около с. Романково (романковская свита) на правом берегу р. Днепра близ г. Днепродзержинска. Здесь обнажается пологопадающая толща перемежающихся слоистых биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов, слабо инъецированных аплитами. Количество инъецированного материала в них не превышает 10—20% (рис. 8). Гнейсы простираются

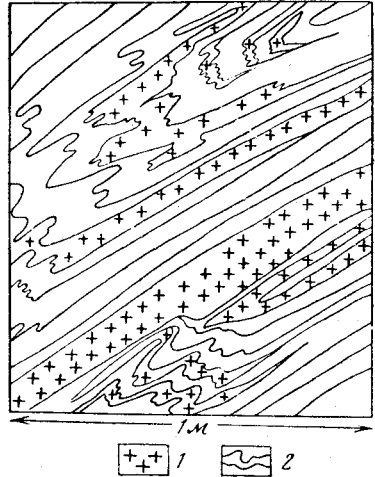


Рис. 8. Складчатые инъекции аплитов в гнейсах каменоломни с. Романовка (зарисовка)
1 — аплиты; 2 — гнейсы

в северо-западном направлении и полого погружаются на северо-восток (50°) под углом $30-20^\circ$.

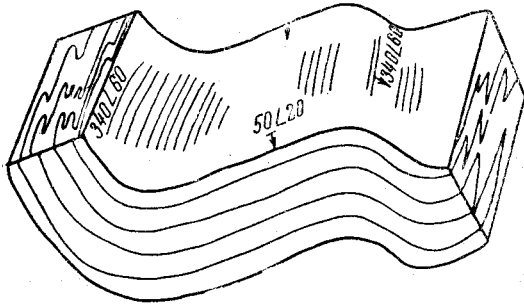


Рис. 9. Поперечные изгибы гнейсов по простиранию в каменоломне с. Аулы (схематическая блок-диаграмма)

Эта же полоса гнейсов, простирающаяся в северо-западном направлении, параллельно течению р. Днепра, прослеживается и в сс. Аулы и Корбино на протяжении 20 км. На этом участке гнейсы представлены массивными, гранитовидными разновидностями и смяты вторичной поперечной субширотной складчатостью. Крылья вторичных складок падают на юго-запад ($340-350^\circ$) под углом $60-80^\circ$ с амплитудой в несколько метров (рис. 9).

В связи с поперечными смятиями гнейсы с. Аулы интродуцированы красными аплитовидными гранитами, а в с. Корбино светло-серыми гранитами.

В с. Гаромском эти гнейсы наблюдаются в виде крупных ксенолитов, сохраняющих северо-западное простирание и включенных в серые биотито-плагиоклазовые граниты. Здесь они представлены преимущественно

биотито-амфиболовыми и амфиболовыми разностями. Среди ксенолитов также встречены пироксено-плагиоклазовые гнейсы и мраморы.

Эти же толщи гнейсов прослеживаются и в с. Мишуриин Рог, но здесь они почти полностью мигматизированы серыми плагиоклазовыми гранитами и позднее красными гранитами. Внедрение последних связывается с наложением поперечной субширотной складчатости, которая смяла эту толщу в флексуобразные складки.

Биотито-плагиоклазовые гнейсы у с. Мишуриин Рог на р. Днепре имеют следующий состав: плагиоклаза 40—50%, кварца 20—30% и биотита 30%. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и цирконом.

Мигматиты отличаются светло-серой окраской, количество биотита в них не превышает 5—10%. Они также в основном состоят из плагиоклаза и кварца; только в незначительных количествах среди них наблюдается позднее выделившийся микроклин. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 25. Состав мигматитов в общем отвечает составу кременчугских плагиоклазовых гранитов.

Под воздействием позднее внедрившихся розовых аплитовидных гранитов здесь образовались розовые полимигматиты. В отличие от серых плагиоклазовых мигматитов они имеют преимущественно микроклиновый состав. Микроклин включает зерна плагиоклаза, при этом нередко образуются прорастания типа антимикроклинпертита. Здесь в мигматитах наблюдается секущая дайка еще более молодых мелкозернистых серовато-красных гранитов.

В с. Бородаевке гнейсы встречаются в виде крупных ксенолитов в розовых гранитах, причем ксенолиты состоят из гнейсов, ранее инъецированных серыми гранитами, представленными преимущественно плагиоклазом и кварцем. Биотит составляет 10—15% породы и выполняет промежутки между зернами в виде скопления и цепочек листков размерами 0,3—0,005 мм. Микроклин в них привнесен позднее и имеет вид тонких оторочек между зернами, замещающая по краям плагиоклаз. Наряду с биотитом развит вторичный мусковит. Из акцессорных минералов наблюдаются: апатит, магнетит, эпидот, сфен, циркон и монацит. Плагиоклаз в гнейсах впаек ксенолитов (между сс. Бородаевкой и Тарасовкой) представлен № 22, а в гнейсах ксенолитов и мигматитах г. Верхнеднепровска — № 27. Биотит в гнейсах отличается зеленовато-бурой окраской. Преимущественно плагиоклазовый состав имеют и гнейсы ксенолитов в с. Дариевке.

Химический состав гнейсов р. Днепра приведен в табл. 14. По подсчету химических анализов количественный минералогический состав гнейсов представлен в табл. 15.

Далее вниз по течению р. Днепра, в каменоломнях с. Сухачевки и близ с. Новые Кайдаки выходят массивы серых плагиоклазовых гранитов кременчугского типа. В районе г. Запорожья обнажаются эти же биотито-плагиоклазовые граниты. С северо-востока они оторочены полосой гнейсов, прослеживающейся в нижнем течении рр. Мокрой Московки и Волнянки. Эти гнейсы простираются в северо-западном направлении и дважды инъецированы аплитами и пегматитами, что отчетливо можно видеть по р. Волнянке, ниже с. Левшино-Михайловки; здесь же в них наблюдаются и метаморфизованные ультрабазиты. Мы условно относим их к днепровскому комплексу гнейсов. Представлены они светло-серыми биотито-плагиоклазовыми и темно-серыми биотито-амфиболовыми гнейсами.

Древнейший возраст гнейсовых толщ Днепра, мигматизированных серыми плагиоклазовыми гранитами и образующих складчатые струк-

Таблица 14
Химический состав гнейсов бассейна р. Днепр

Состав	Биотитовые гнейсы (с. Романково)	Амфиболовые гнейсы (с. Романково)	Амфиболиты (с. Аулы)	Темно-серые гнейсы (с. Аулы)	Черные биотитовые гнейсы (с. Аулы)	Пироксено-плагноклазовые гнейсы (с. Таромское)	Ксенолиты минерализованных мраморов (с. Таромское)
SiO ₂	70,35	64,06	47,36	68,06	65,50	65,48	5,39
TiO ₂	0,55	0,97	0,87	0,86	0,25	0,64	0,10
Al ₂ O ₃	13,19	13,81	15,87	14,80	15,45	15,73	1,05
Fe ₂ O ₃	2,52	0,55	5,27	2,00	4,14	2,65	1,22
FeO	3,15	9,11	8,90	3,59	2,15	2,87	2,13
MnO	0,36	0,27	0,62	0,01	0,05	0,10	0,24
MgO	1,05	1,92	6,25	1,52	0,56	1,23	9,39
CaO	3,08	4,55	9,08	2,94	2,10	4,00	41,49
BaO	Следы	Следы	0,11	0,80	0,03	0,15	—
Na ₂ O	2,46	3,37	2,62	3,41	6,78	5,46	0,58
K ₂ O	1,38	1,14	1,15	1,19	2,21	1,70	0,05
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,10	0,28	0,21	0,16	0,09
П.п.п.	0,55	0,66	0,81	1,00	0,48	0,40	37,91
Влага	0,49	0,40	0,81	0,35	0,43	0,10	0,07
Сумма	99,27	100,97	99,82	100,81	100,34	100,67	99,71

Таблица 15

Минералогический состав гнейсов бассейна р. Днепр

Наименование пород	№ плагноклазов	% содержания			
		плагноклаз	ортоклаз	кварц	темноцветные компоненты
Биотито-плагноклазовые гнейсы (с. Романково)	42	35,77	7,97	39,60	12,47
Амфиболо-плагноклазовые гнейсы (с. Романково)	42	47,50	6,88	19,80	25,24
Амфиболиты (с. Аулы)	55	50,41	6,68	2,04	38,41
Темно-серые биотитовые гнейсы (с. Аулы)	29	48,80	7,24	3,27	10,30
Серые биотитовые мигматиты (с. Тахтайка)	12	62,71	12,80	11,83	11,60

туры северо-западного простирания, подтверждается пересечением этих структур более поздней субмеридиональной и еще более молодой субширотной складчатостями, а также сопровождающими их интрузиями. Кроме того, в районе с. Мишурины Рог, у сс. Тахтайки и Бородаевки полимигматиты пересекаются дайками молодых гранитов, микрогранитов, а также базальтов и габбро-долеритов, которые могут быть отнесены к четвертому интрузивному циклу и параллелизованы с коростенским комплексом.

КОМПЛЕКС ГНЕЙСОВ И МИГМАТИТОВ ПРИАЗОВЬЯ

В составе Приазовской части кристаллического массива гнейсы и особенно мигматиты играют весьма существенную роль.

Наибольшим развитием гнейсы пользуются в бассейне р. Берды. Здесь, между сс. Осипенко—Родионовка, в урочище Голубые Скалы, по левому берегу р. Берды, а также в левобережных балочках обнажена наиболее значительная полоса гнейсов. Мощность ее достигает 500 м, про-

стирание субширотное, падение крутое южное, по простиранию она прослеживается более чем на 5 км. Породы этой полосы в основном представлены биотитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами, среди которых существенную роль играют также ставролитовые и силлиманитовые разности.

Возрастные соотношения между гнейсами и окружающими породами на этом участке выявляются довольно четко. Ультрабазиты представляют собой, несомненно, интрузивную залежь, согласно залегающую в гнейсах.

На этом же участке в правом склоне р. Берды, выше левобережной балки Засориной, среди мигматитов гранодиоритового состава наблюдается крупный ксенолит слюдисто-турмалиновых гнейсов, содержащий дайку (может быть, обрывок силла) ультрабазитов мощностью около 20 см. Эта дайка является составной частью ксенолита и поэтому, так же как и гнейсы, для гранодиоритов является чужеродным телом, оторванным от вмещающей толщи внедрившейся в гнейсы гранитной магмой.

В районе с. Осипенко (северная часть окраины) в ряде мест наблюдаются крупные отторженцы ультрабазитов и метабазитов, содержащие довольно крупные (до 1,5 м в поперечнике) вытянутые ксенолиты мелкозернистых биотитовых парагнейсов.

Выше по р. Берде, в приустьевой части ее левого притока — р. Берестовой, а также по балке Глодовой значительным развитием пользуются графитовые гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами, гранатовыми, силлиманитовыми и амфиболовыми гнейсами. Мощность описываемой пачки на этом участке довольно значительная (100—200 м). Она разобрана полосами мигматитов, мощностью в несколько десятков метров, и расчленена, главным образом по простиранию, различной мощности жилами розовых аплитоидных гранитов. Общее простирание пачки гнейсов северо-западное (310—330°), падение юго-западное под углом до 80°. По простиранию она прослеживается на расстоянии до 1 км.

Полоса гнейсов такого же состава, но меньшей мощности (около 50 м) наблюдается по р. Берестовая примерно на 2—2,5 км выше первой (северная часть с. Троицкого). В юго-восточном направлении эта полоса прослеживается на протяжении нескольких километров. Крайние выходы ее встречены на правом берегу р. Берды, выше р. Берестовой.

Кроме этих гнейсов, в приустьевой части р. Берестовой (в балочке, впадающей справа в р. Берестовую в 400 м от устья), вскрыта толща мелкозернистых роговообманково-пироксеновых гнейсов мощностью около 200 м.

Значительным развитием пользуются породы гнейсового комплекса в окрестностях пос. им. Карла Маркса. Здесь общая мощность полосы гнейсов более 200 м. В отличие от других выходов гнейсов в строении описываемой полосы принимают участие кристаллические силикатные известняки мощностью 10—15 м и амфиболо-пироксено-гранатовые скарны. Толща гнейсов на этом участке образует купольную структуру северо-восточного простирания шириной 0,5 км. Состав этой толщи характеризуется большим разнообразием. В строении принимают участие графитовые, биотитовые, силлиманитовые, пироксеновые, роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Особенно большим развитием здесь пользуются гранато-биотитовые гнейсы.

Следующая мощная пачка гнейсов известна в районе хут. Сачки. Здесь по берегам р. Берды гнейсы, зажатые среди мигматитов, имеют мощность свыше 300 м, простирание северо-восточное (40—60°) и падение северо-западное под углом 80—85°; по простиранию они прослеживаются более чем на 6 км. Пачка гнейсов сложена биотитовыми, биотито-

гранатовыми, силлиманитовыми, амфиболовыми, хлоритовыми и графитовыми гнейсами, переслаивающимися с инъекционными гнейсами.

Выходы гнейсов, относящихся, по-видимому, к этой же пачке, встречены также на правом склоне р. Каратюк, в 10 км к югу от с. Темрюка, против хут. Лебедь. Здесь среди мигматитов обнажаются такие же гнейсы, как и в районе хут. Сачки, находящегося в 3 км к юго-западу. Мощность пачки гнейсов тоже около 300 м, простирание северо-восточное (60—70°), падение северо-западное крутое.

Северо-восточным продолжением описываемой пачки, вероятно, следует считать полосу гнейсов, обнажающуюся к югу от с. Темрюка, в правом склоне реки того же названия. Видимая мощность этой полосы намного меньше — около 100 м. Представлена она преимущественно переслаивающимися биотитовыми и роговообманковыми мелкозернистыми гнейсами и, частично, гранатовыми, среди которых имеются незначительной мощности (до 3—4 м) прослой графитовых и кордиеритовых разновидностей. Простирание полосы такое же — северо-восточное (60—70°).

Таким образом, если рассматривать выходы гнейсов в районе хут. Сачки, Лебедь и с. Темрюк как выходы одной полосы, то общая протяженность ее будет около 15 км. Возможно, что к этой полосе принадлежат также обнажения гнейсов в приустьевой части р. Берестовая и балки Глюдовой. В этом случае протяженность полосы увеличивается до 25—30 км.

Выходы аналогичных гнейсов наблюдались также в верхнем течении р. Берды (в окрестностях с. Поповки, правый склон р. Берды, балка Морачковская, западнее с. Поповки, а также балка Горячая). Видимая мощность полосы гнейсов здесь около 20—40 м. В отличие от вышеописанных эта полоса имеет северо-западное простирание (320—330°). Наряду с графитовыми в составе полос существенную роль играют пироксено-роговообманковые, а также биотито-силлиманитовые гнейсы.

В верхней части р. Берды, в балке Очеретяной, несколько выше устья балки Русланка, встречена довольно мощная полоса (около 200 м) амфиболо-пироксеновых мелкозернистых гнейсов, содержащих мелкие прослой биотито-гранато-амфиболовых разновидностей. Простирание этой полосы также северо-западное (310°).

Пропластки биотито-силлиманитовых гнейсов, залегающих среди гранатовых мигматитов, прослеживаются также на обрывистом правом берегу р. Берды, в окрестностях с. Ланцевых Хутора. Простирание пропластков гнейсов и мигматитов согласное — северо-западное (280°), падение северо-восточное под углом 45°.

Ближние к силлиманитовым разновидностям биотито-гранатовые гнейсы встречены по берегам р. Берды и ниже Ланцевых Хуторов. Однако простирание их здесь иное — северо-восточное (60—70°), аналогичное простиранию толщи гнейсов, обнажающейся в районах хут. Сачки, Лебедь и с. Темрюк.

Значительная по мощности полоса гнейсов, залегающих среди мигматитов, развита на правом берегу р. Кальчик в районе с. Старый Крым, в 10 км севернее г. Жданова (балки Безымянная, Михалети, Попова). Мощность этой полосы здесь колеблется в значительных пределах от 150 до 500 м. Простирание северо-западное (300—330°), падение вертикальное или юго-западное под углом до 80°. В ряде мест толща гнейсов разобщена согласно залегающими полосами мигматитов, мощность которых достигает иногда 50 м, а также жилами розовых аплитовидных гранитов. Рассматриваемая толща сложена биотитовыми, биотито-роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми, биотито-пироксеновыми, биотито-гранатовыми, биотито-графитовыми и кордиеритовыми гнейсами.

Существенную роль в толще играют амфиболиты, образующие постепенные переходы с биотито-амфиболовыми и биотито-пироксеновыми гнейсами.

Значительным распространением породы гнейсового комплекса пользуются также по р. Западный Кальчик, на участке между сс. Чердаклы и Малая Янисоль. Встречены они и в нижнем течении балок Чумацкой, Грузской, Вали-Тарама и Калмышской и еще в ряде пунктов: по балке Поповой, по р. Калец ниже с. Володарского, у хут. Католик и в других местах. Эти породы представлены главным образом амфиболовыми, амфиболо-пироксеновыми и амфиболо-биотитовыми разностями, реже гранато-биотитовыми, гранато-силлиманитовыми и кордиеритовыми. Нередко среди них наблюдаются маломощные (0,5 м) прослои скарнированных известняков и скаполито-микроклино-пироксеновых гнейсов, близких по составу к скарновым образованиям.

Простираение пачек гнейсов в указанных пунктах главным образом северо-западное ($320\text{--}340^\circ$), падение северо-восточное под углом $70\text{--}90^\circ$.

Следует также отметить, что породы этого комплекса являются существенной составной частью Приазовских магнитных аномалий (Корсак-Могила и др.), где образования, вызывающие аномалии, подстилаются парагнейсовой толщей, представленной биотито-гранатовыми, гранато-хлоритовыми, эпидотовыми, роговообманко-хлоритовыми и другими разновидностями гнейсов. В указанных магнитных аномалиях породы гнейсового комплекса обычно залегают согласно с породами, вызывающими аномалии (простираение северо-западное $340\text{--}350^\circ$, падение преимущественно юго-западное под углом $70\text{--}80^\circ$), а иногда и переслаиваются с ними.

На остальных участках приазовской части кристаллического массива парагнейсы пользуются в общем ограниченным распространением и почти всегда встречаются в виде ксенолитов незначительной мощности в мигматитах. Исключением является 30-метровая толща мелкозернистых пироксеновых гнейсов, вскрытая карьером в левом склоне балки Чукрак (левый приток р. Юшанлы), в с. Александротель. Простираение гнейсов северо-западное (310°), согласно с простираением мигматитов, в которых они залегают.

Таким же исключением является район с. Скелеватого (балка Скелеватая, приток р. Токмака), где значительным развитием пользуются мелкозернистые биотитовые гнейсы в виде пачек мощностью 20—30 м среди мигматитов. Простираение пачек северо-западное ($310\text{--}320^\circ$), падение юго-западное под углом до 85° .

Анализ условий залегания пород гнейсового комплекса показывает, что в Приазовском районе они являются самыми древними породами. Это подтверждается наличием ксенолитов гнейсов в породах основной интрузии (в ультрабазитах и метабазитах р. Берды), являющихся для Приазовья наиболее древними изверженными породами, а также присутствием тех и других в виде ксенолитов и пачек как в серых гранитах, так и их мигматитах.

В этом отношении приазовский гнейсовый комплекс пород соответствует бугскому, где гнейсовая толща представлена аналогичными по минералогическому составу породами, среди которых залегают ультрабазиты и метабазиты в виде покровов, согласных интрузий типа силлей и малых интрузивных залежей. В бассейне р. Ю. Буг гнейсы являются наиболее древними породами. Они прорваны дериватами основной магмы и совместно с последними встречаются в виде ксенолитов в чарнокитовом комплексе пород.

Приазовский гнейсовый комплекс занимает совершенно определенное место в тектонике района как структурная единица. Приазовская часть Украинского кристаллического массива представляет собой складчатое сооружение, в котором значительную роль играют брахискладчатые структуры. Гнейсы совместно с мигматитами составляют остов этого складчатого сооружения. Причем излияние основной магмы, несомненно, происходило до образования складок, так как базиты в гнейсах залегают главным образом в виде покровов и сами принимают участие в образовании складок.

Что касается кислых магм, то внедрение их происходило в конце складкообразовательного процесса. Кислые породы представлены главным образом мелкими интрузивами, занимающими сводовые части складок и куполов.

Как показывает микроскопическое изучение, породы гнейсового комплекса характеризуются значительным разнообразием. Наибольшим развитием среди них пользуются биотитовые и биотито-гранатовые разновидности, повсеместно наблюдающиеся среди мигматитов. Причем биотито-гранатовые гнейсы, как правило, сопровождаются силлиманитовыми и в ряде случаев кордиеритовыми и ставролитовыми их разновидностями (р. Берда, урочище Голубые Скалы и др.).

Значительным развитием также пользуются графитовые гнейсы. Эти гнейсы также всегда сопровождаются силлиманитовыми и биотито-гранатовыми разновидностями. В некоторых выходах графитовых гнейсов наблюдались также пропластки кордиеритовых гнейсов (по р. Берде в районе с. Поповки, по р. Темрюку и в Старокрымском участке по р. Кальчику). Особенностью минералогического состава графитовых гнейсов является значительное содержание в них кальцита (до 25%) и граната.

Довольно значительным развитием пользуются также пироксеновые, биотито-пироксеновые и роговообманковые гнейсы, образующие между собой переходы. Такие гнейсы часто наблюдаются в виде самостоятельных полос (рр. Берда, Каратыш, Юшанлы, Лозоватка и др.), но нередко также сопровождают выходы графитовых гнейсов (р. Берестовая, хут. Сачки, р. Каратюк, р. Темрюк и др.). Причем в роговообманковых гнейсах роговая обманка является вторичным минералом, образовавшимся за счет пироксена, представленного авгитом, диаллагом или диопсидом. Это подтверждается наличием в роговообманковых гнейсах реликтов пироксена, замещающихся роговой обманкой. Вторичным минералом является и биотит, также замещающий пироксен или роговую обманку. Образование этих минералов вызвано контактным воздействием гранитов.

Для пород описываемого гнейсового комплекса из полевых шпатов характерен плагиоклаз. Калиевый полевой шпат наблюдается в ограниченном количестве в узко контактных зонах или в разновидностях, в той или иной степени инъецированных аплитовидной магмой; появление его здесь связано с привнесением из магмы калия.

Породы рассматриваемого комплекса, как правило, мелкозернисты, обладают отчетливой гнейсовидностью; в разновидностях с повышенным содержанием биотита наблюдается также довольно отчетливая сланцеватость. Исключением в этом отношении являются чисто пироксеновые гнейсы, характеризующиеся обычно массивным сложением.

Отмеченные минералогические различия в гнейсах находят свое отражение и в химическом составе. Нижеприведенные химические анализы (табл. 16) показывают, что биотито-гранатовые, биотито-силлиманитовые и биотито-гранато-ставролитовые гнейсы характеризуются избытком глинозема, биотито-амфиболовые и биотито-амфиболо-пироксеновые — по-

вышенной основностью, обусловленной главным образом пониженным содержанием кварца и более высокой основностью плагиоклаза. Что же касается пироксеновых, пироксено-роговообманковых и роговообманковых гнейсов, то они являются типичными представителями основных пород, характеризующихся отсутствием свободной кремнекислоты и высоким содержанием окислов двувалентных металлов. Амфиболовые разновидности в этом отношении аналогичны метабазитам.

Генезис пород гнейсового комплекса не ясен. Часть гнейсов, несомненно, является продуктами метаморфизации глинистых или карбонатно-глинистых (гнейсы, содержащие кальцит и кальциевый гранат) осадочных пород. Это подтверждается присутствием в них таких минералов, как графит, кальцит, силлиманит, ставролит, кордиерит и частично гранат.

Что же касается пироксеновых, пироксено-роговообманковых и роговообманковых разновидностей, то вопрос их генезиса далеко не решен. Вопреки мнению ряда исследователей (Лебедев и Лучицкий, 1934; Сердюченко, 1935 и др.), относящих их к парагнейсам, они могут оказаться ортопородами.

Формирование осадочных пород, давших начало гнейсам, по-видимому, происходило в геосинклинальных условиях. Они являются составной частью толщи, в которой большую роль играют переслаивающиеся с ними метабазиты (амфиболиты) и ультрабазиты. Эта толща имеет признаки осадочно-эффузивных формаций офиолитового характера, образующихся в условиях подвижной зоны. Об этом свидетельствует и широкое развитие процессов складкообразования, связанное уже с послейн-версионным развитием геосинклинали.

Такова краткая характеристика гнейсов приазовской части Украинского кристаллического массива.

В Приазовье, как и в других участках массива, вместе с гнейсами широким распространением пользуются мигматиты. Они занимают территорию в несколько раз большую, чем все остальные кристаллические породы, вместе взятые. Мигматиты представляют собой как бы субстрат, в который заключены в виде островков все другие кристаллические образования.

В приазовской части кристаллического массива мигматиты представлены серыми и розовыми разновидностями, причем последние являются более молодыми породами, так же как и розово-серые полимигматиты, образовавшиеся в результате инъекции аплитового материала в серые мигматиты.

Серые мигматиты развиты главным образом в западной и южной частях Приазовья. Они принимают участие в образовании древних складчатых структур северо-западного простирания. Появление их связано со складчатым этапом развития вышеупомянутой геосинклинали.

Розовые мигматиты слагают преимущественно северную часть кристаллического Приазовья (верхнее течение р. Берды — отрезок между пос. им. Карла Маркса и с. Ланцевы Хутора, рр. Каратюк, Темрюк, Каратыш, верхнее течение рр. Кальчик, Кальмиус). Значительным развитием эти породы пользуются в районе магнитных аномалий (Корсак-Могила, Куксунгур-Могила, Липовец). Они принимают участие в образовании складчатых структур, но другого направления — северного и северо-восточного. По возрасту эти структуры более юные; образование их связано со второй гранитной интрузией, а именно с интрузией серых салтычанских гранитов, вернее розовых аплитовидных гранитов, являющихся фацией салтычанских.

Химические анализы гнейсов Приазовья

№ химанализа Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	SiO ₂	77,87	73,88	71,60	70,84	70,30	68,04	64,30	61,16	59,82	55,00	51,13	49,34	47,60	46,00
TiO ₂	0,53	0,13	0,32	—	0,29	0,50	0,46	0,77	—	2,77	4,34	1,24	0,81	0,16	0,29
Al ₂ O ₃	9,85	14,69	12,67	12,97	16,33	18,45	15,07	17,64	6,40	9,41	12,05	17,22	13,93	16,87	21,69
Fe ₂ O ₃	2,51	0,61	2,86	5,15	1,90	0,80	6,40	2,31	19,75	11,40	9,45	4,38	3,65	9,19	5,04
FeO	2,10	1,07	2,01	1,96	0,80	2,20	1,33	5,90	1,03	7,35	1,24	8,33	10,92	5,41	6,82
MnO	0,09	сл.	0,06	0,04	—	—	0,23	—	0,03	0,22	0,25	0,09	0,22	0,35	—
MgO	1,72	0,18	2,61	0,42	0,72	2,30	2,14	2,51	2,05	3,62	8,18	4,58	7,26	5,40	5,78
CaO	1,80	1,25	2,62	3,17	3,05	5,00	6,63	2,25	3,10	6,00	10,49	6,82	10,69	13,99	7,28
Na ₂ O	1,56	3,99	3,28	2,32	4,33	1,81	1,60	2,42	2,69	2,28	1,52	4,36	2,70	1,26	1,82
K ₂ O	1,39	3,85	1,87	3,48	2,12	3,46	2,04	3,99	2,69	1,85	0,92	2,46	0,71	1,08	2,09
SO ₃	—	—	—	0,06	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	1,25
P ₂ O ₅	—	—	0,14	0,04	0,23	—	0,31	—	—	—	—	—	—	сл.	0,21
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,20	0,20	0,12	0,93	0,65	0,40	0,42	0,90	—	0,62	0,98	0,23	0,21	0,50	3,35
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	0,70	0,63	—	—	—	—	—	0,85	—	—	1,20	1,44	—	—
Сумма	100,62	100,55	100,79	101,38	100,72	102,96	100,93	99,85	98,51	100,52	100,55	100,25	100,14	100,22	99,62

1—гнейсы гранато-биотитовые, р. Берда, ниже балки Погореловой (В. Г. Кривенко); 2—гнейсы биотитовые, мелкозернистые, р. Берда, балка Косолапова (И. С. Усенко); 3—гнейсы биотито-силлиманитовые, р. Берда, район фермы колхоза им. Ворошилова (И. С. Усенко); 4—гнейсы биотито-роговообманковые, балка Вербовая (В. Н. Гладкий); 5—гнейсы биотитовые светло-серые, с. Старый Крым (Д. П. Сердюченко); 6—гнейсы биотитовые, р. Лозоватка, среднее течение, правый берег (В. Г. Кривенко); 7—гнейсы биотито-амфиболо-пироксеновые темно-серые, с. Старый Крым (Д. П. Сердюченко); 8—гнейсы плагиоклазовые, р. Волчья, с. Б. Михайловка (В. И. Лучицкий); 9—гнейсы гранато-силлиманитовые, р. Юшанлы (В. Н. Гладкий); 10—гнейсы биотито-роговообманковые, р. Каратюк, окр. с. Марьяновки (В. Г. Кривенко); 11—гнейсы биотитовые, правый берег р. Берды, на юго-восток от Ланцевых Хуторов (В. Г. Кривенко); 12—амфиболо-биотитовые плагиогнейсы, р. Западный Кальчик, у восточной окраины с. Малая Янисоль (Н. И. Половко); 13—амфиболовые плагиогнейсы, р. Западный Кальчик между сс. Малая Янисоль и Чердаклы (Н. И. Половко); 14—амфиболо-пироксено-эпидотовые гнейсы, с. Старый Крым (Д. П. Сердюченко); 15—пироксеновые гнейсы, с. Старый Крым (Д. П. Сердюченко).

Розово-серые полимigmatиты развиты в области контакта серых и розовых мигматитов, а также на участках прорыва серых мигматитов более молодой гранитной интрузией, с которой и связано образование розовых мигматитов.

Среди мигматитов Приазовья наблюдаются как разновидности, образовавшиеся в результате более или менее полной ассимиляции магмой боковых пород, так и разновидности, отличающиеся различным характером полосчатости — то тонкой, то более грубой, свойственной инъекционным гнейсам.

Серые мигматиты (более древние) отличаются чрезвычайно большим разнообразием минералогического состава: от основных разновидностей, отвечающих амфиболитам и габбро-амфиболитам, до кислых, отвечающих гранодиоритам и гранитам.

Розово-серые полимigmatиты и розовые мигматиты обладают сравнительно выдержанным составом. Эти разновидности более кислые; состоят они преимущественно из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца и биотита; на некоторых участках в виде примеси в них наблюдаются пироксен и роговая обманка.

Серые мигматиты отличаются от розовых и розово-серых не только возрастом и разнообразием состава, но и условиями образования.

Серые мигматиты, несомненно, являются гетерогенными образованиями. Среди них совершенно четко выделяются разновидности, которые можно назвать инъекционными гнейсами. Эта группа мигматитов образовалась в результате послонной инъекции гранитного материала в породы кровли (гнейсы, частью амфиболиты); обычно они грубополосчаты, жилки, сложенные гранитным материалом, резко обособлены от полосок, сложенных гнейсами или амфиболитами. Нередко в таких мигматитах согласные жилки гранитного состава диагонально секут полоски гнейсов (амфиболитов), в некоторых местах сливаются друг с другом, а затем снова рассеиваются.

Среди мигматитов этого возраста имеются тонкополосчатые биотитовые разновидности, переслаивающиеся с толщами различной мощности (иногда 100—200 м) в той или иной степени рассланцованных амфиболитов. Образование таких мигматитов трудно объяснить инъекционными процессами или процессами гранитизации, так как залегающие среди них амфиболиты совершенно не затронуты ни процессами инъекции, ни процессами гранитизации.

Вероятно эти мигматиты образовались в результате селективного плавления пород кровли глинистого состава. Тонкие полоски этих мигматитов, по составу отвечающие аплиту, представляют собой скорее всего продукт выборочного плавления составных частей пород кровли, находящихся в эвтектических соотношениях. Так как эвтектические смеси аплитового состава плавятся при более низких температурах, чем основные породы, то этим и может быть объяснено то обстоятельство, что амфиболиты процессом плавления не затронуты. При таких низких температурах могла осуществляться только амфиболизация пироксена, что действительно в амфиболитах и наблюдается.

Некоторая часть (и, по-видимому, значительная, если не главная) мигматитов этого возраста, несомненно, образовалась в процессе гранитизации осадочной толщи. К такого характера породам прежде всего следует отнести перемежающиеся биотитовые и роговообманковые мигматиты; полосчатость у них обычно не так отчетливо выражена, как в мигматитах первых двух групп, или совсем исчезает, заменяясь сланцеватостью; по составу они отвечают гранитам, частью гранодиоритам и

могут быть названы также метаморфическими гранитами или гранодиоритами.

Наконец, следует отметить, что в Приазовье довольно часто (особенно в нижних течениях рр. Берды и Обиточной) наблюдаются мигматиты, образовавшиеся в результате ассимиляции гранитной магмой большого количества пород кровли (главным образом гнейсов). Мигматиты характеризуются самыми разнообразными, быстроменяющимися текстурами и структурами и всегда содержат то или иное количество остатков пород кровли, представленных главным образом метабазами, ультрабазами, реже гнейсами.

По минералогическому составу мигматиты Приазовья могут быть разделены на четыре группы: биотитовые, гранатовые, роговообманковые и пироксеновые. Между этими группами существует целый ряд промежуточных разновидностей (биотито-роговообманковые, биотито-пироксеновые, пироксено-роговообманковые).

Количественные соотношения между главными породообразующими минералами колеблются в больших пределах, особенно в серых мигматитах. Среди них наблюдаются разновидности как существенно кварцевые, так и разновидности с повышенным содержанием темноцветных компонентов, в которых кварц играет второстепенную роль. Увеличение количества темноцветных минералов обычно сопровождается также увеличением основности плагиоклаза.

Наблюдающееся разнообразие минералогического состава мигматитов и количественных соотношений между главными породообразующими

Таблица 17

Химические анализы мигматитов Приазовья

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Состав											
SiO ₂	80,70	74,94	72,89	72,82	69,5	61,89	57,73	54,69	54,03	52,77	50,37
TiO ₂	0,17	—	0,35	0,33	0,46	0,46	0,90	1,11	—	1,68	0,83
Al ₂ O ₃	10,63	13,23	14,29	13,96	14,84	17,07	19,31	11,20	16,00	17,05	17,12
Fe ₂ O ₃	1,06	0,90	2,23	0,30	1,60	2,45	4,25	7,70	1,91	4,50	3,13
FeO	0,44	0,34	0,18	0,90	2,63	2,62	1,77	5,90	8,13	8,00	5,86
MnO	—	—	—	—	—	0,07	0,03	0,14	—	0,14	0,08
MgO	0,15	0,18	0,43	0,74	1,41	2,29	0,75	5,95	5,08	2,39	6,69
CaO	0,40	1,50	2,00	3,60	3,85	5,30	6,00	7,50	9,50	4,00	13,05
Na ₂ O	2,16	2,16	2,18	3,00	1,73	4,18	2,84	2,90	3,12	3,38	1,03
K ₂ O	3,89	6,38	4,86	3,75	2,90	2,54	3,60	2,44	0,80	4,88	0,30
P ₂ O ₅	—	0,05	—	—	—	0,20	0,14	—	—	—	—
SO ₃	—	0,17	—	—	—	0,23	0,10	—	—	0,34	0,21
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O—	—	—	—	—	—	1,20	0,40	—	—	0,47	0,15
H ₂ O+	0,52	—	—	0,33	0,40	—	0,14	0,62	1,10	—	1,55
П.п.п.	—	0,30	—	—	—	0,60	—	—	—	0,30	—
Сумма	100,12	100,15	99,41	99,73	99,32	101,10	97,96	100,15	99,67	99,90	100,37

1—мигматиты гранато-биотитовые, р. Юшанлы (В. Г. Кривенко); 2—мигматиты биотитовые, среднее течение р. Токмак (В. Н. Гладкий); 3—магматиты роговообманково-биотитовые, р. Обиточная, возле с. Крымки (В. Г. Кривенко); 4—мигматиты биотито-роговообманковые, среднее течение р. Гайчул (П. Г. Голик); 5—мигматиты, р. Кильгичия, между сс. Полоузовкой и Ново-Троицким (УГУ); 6—мигматиты р. Берда, северо-восточнее с. Осипенко (В. Г. Кривенко); 7—мигматиты, р. Обиточная ниже с. Салтычки (Г. К. Фельдман); 8—инъекционные плагиоклазо-роговообманковые гнейсы, р. Мокрая Конка (П. Г. Голик); 9—инъекционные пироксено-роговообманковые гнейсы, р. Берда, с. Захарьевка (В. Г. Кривенко); 10—мигматиты, левый бевег р. Берды в северной части с. Захарьевки (В. Г. Кривенко); 11—мигматиты, р. Обиточная на юг от устья р. Чокрак (В. Г. Кривенко).

минералами находится в полном соответствии с приведенными в табл. 17 их химическими анализами.

Как видно из анализов, биотитовые, биотито-гранатовые и биотито-амфиболовые разновидности являются наиболее кислыми представителями мигматитов. Они характеризуются и наиболее высоким содержанием окиси калия; причем окись калия, как правило, резко преобладает над окисью натрия, что объясняется повышенными содержаниями биотита и калиевого полевого шпата. Амфиболовые и амфиболо-пироксеновые разновидности характеризуются большими колебаниями в содержании кремнекислоты и окислов двувалентных металлов; как показывают полевые наблюдения, они вызваны различным содержанием в мигматитах исходного материала, представленного образованиями основной магмы. В зависимости от количества ассимилированных основных и ультраосновных пород состав этих мигматитов меняется от габбро до гранодиоритов.

ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС рр. ГОРНОГО И ГНИЛОГО ТИКИЧЕЙ

В состав гнейсового комплекса бассейна рр. Горного и Гнилого Тикичей входят биотито-плагиоклазовые, гранато-биотито-плагиоклазовые, биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Распространены эти породы неравномерно: биотитовые гнейсы и амфиболиты образуют значительные массивы и более широко развиты, чем биотито-амфиболовые гнейсы.

Гнейсовый комплекс пород принадлежит к наиболее древним образованиям (за исключением некоторых амфиболитов) докембрия, широко распространен во всех районах Украинского кристаллического массива (северо-западный, центральный и юго-восточный) и является фундаментом для осадочных и магматогенных образований докембрия Украины. Учитывая эту роль гнейсовых пород, В. Д. Ласкарев (1914а) назвал их «основными породами». В результате неоднократной инъекции и мигматизации эти древнейшие породы претерпели сложный метаморфизм и на значительных площадях потеряли свой первоначальный облик, превратившись в мигматиты.

Исследованием гнейсового комплекса пород рр. Горного и Гнилого Тикичей занимались К. М. Феофилактов (1851а), В. И. Лучицкий (1910) и В. Н. Чирвинский (1930, 1939).

Биотито-плагиоклазовые и гранато-биотито-плагиоклазовые гнейсы. Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы, представляющие собой почти черную мелкозернистую сланцеватую породу, широко распространены в бассейне рр. Горного и Гнилого Тикичей. Они образуют отдельные массивы или полосы, а также встречаются в виде ксенолитов среди разновозрастных интрузивных пород и пачками среди мигматитов. В коренном залегании биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы прослежены по р. Гнилой Тикич в районе г. Звенигородки, сс. Красного, Стебного, Железнячки, Ерки, Скелеватки, Гуляй-Поля, Бродецкого, Вербовца, Лоташева и др. Здесь они образуют антиклинальную складку, вытянутую в меридиональном направлении вдоль р. Горного Тикича; ось этой складки проходит восточнее речки. В районе Бродецкого-Вербовца-Гуляй-Поля наблюдается южное замыкание антиклинальной складки, крылья которой здесь падают на юг, юго-запад и юго-восток. При общем субмеридиональном простирании гнейсов этой складки наблюдается отклонение к северо-западу до 20° и северо-востоку $340-20^\circ$.

По р. Горному Тикичу, в районе с. Кривые Колена, биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы прослежены в виде значительной толщи, а ниже г. Тального гранато-биотитовые гнейсы, согласно залегающие

с биотито-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, составляют толщу мощностью до 100 м.

В районе с. Кривые Колена гнейсы, имеющие северо-западное (300—315°) простирание, падают на юго-запад под углом 65°, а в районе г. Тального они имеют северо-восточное простирание с крутым падением на северо-запад. В виде многочисленных ксенолитов эти гнейсы наблюдаются среди гранитов во многих пунктах. В некоторых местах, в частности юго-восточнее г. Тального, гранато-биотитовые гнейсы подверглись инъекции и гранитизации, в результате чего образовались гибридизированные серые граниты, содержащие гранат.

Гранат распространен в гнейсах в неодинаковой степени; в некоторых разновидностях он отсутствует, в большинстве он рассеян в виде мелких вишнево-красных кристаллов или образует их агрегаты, а в некоторых местах (сс. Кривые Колена, Лоташева) наблюдается заметное увеличение граната в гнейсах, где он иногда образует крупные октаэдры или скопления агрегатов кристаллов размером до 5—6 см. Юго-восточнее г. Тального гранат равномерно и обильно распределен в гнейсе в виде мелких кристаллов, в результате чего порода приобрела фиолетовый оттенок. Скопление граната в гнейсах наблюдается в южной части области развития биотитовых гнейсов. Если в северной и северо-восточной частях района в гнейсах этот минерал отсутствует или почти отсутствует, то в южной и юго-западной его частях он составляет до 5% породы. Биотито-плагиоклазовые гнейсы, постепенно обогащаясь гранатом, переходят в гранато-биотитовые гнейсы. Точно так же эти гнейсы местами переходят в амфиболо-биотитовые гнейсы.

В районе сс. Бродецкого, Гуляй-Поля, Кривых Колен среди гранато-биотитовых гнейсов наблюдаются иногда небольшие линзочки размером до 1 м в длину, или округлые желвакообразные тела графитоносной мелкозернистой роговиковоподобной породы, состоящей из плагиоклаза, кварца, роговой обманки, моноклинного пироксена с незначительным количеством чешуек графита.

Для описываемых гнейсов в большинстве случаев характерна плитчатая отдельность, и в невыветрелом состоянии эта весьма плотная порода разрабатывается во многих местах как хороший строительный материал.

В состав биотито-плагиоклазовых и гранато-биотитовых гнейсов входят такие минералы: полевые шпаты, кварц, биотит, гранат; второстепенные — мусковит, рудные, апатит, циркон; вторичные — хлорит, эпидот, серицит. Изредка встречается обыкновенная роговая обманка. Структура породы преимущественно гранобластическая.

Полевые шпаты представлены главным образом плагиоклазом; микроклин и ортоклаз имеют второстепенное значение и распределены неравномерно; в некоторых образцах калиевые полевые шпаты отсутствуют. Плагиоклаз — господствующий в породе минерал — относится к олигоклазу и андезину (№ 25—33), зерна его обладают в большинстве случаев тонкой двойниковой структурой. Минерал подвержен пелитизации и катаклазу. Кварц содержится в подчиненном, но большом количестве, иногда в виде мелких пойкилитовых включений в плагиоклазе. Биотит составляет 16—23% породы. Распространен в виде удлинённых пластинок или лапчатых зерен с плеохроичными пятнами. Нередко пластинки биотита параллельно ориентированы, что создает сланцеватую текстуру.

Рудными минералами в гнейсе обычно являются магнетит, ильменит и пирит, изредка встречается халькопирит.

Химический состав биотито-плагиоклазовых и гранато-биотитовых гнейсов приведен в табл. 18.

Таблица 18

Химический состав гнейсов

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	68,73	69,27	71,02	60,94	59,32	67,82
TiO ₂	0,41	0,43	0,47	0,71	0,82	0,57
Al ₂ O ₃	12,96	13,87	13,88	17,11	18,22	17,43
Fe ₂ O ₃	2,32	1,93	1,65	1,49	2,51	1,11
FeO	3,88	2,58	2,38	5,75	5,87	3,23
MnO	0,08	0,07	0,06	0,12	0,09	0,05
MgO	1,94	1,70	1,60	3,75	4,54	1,80
CaO	3,27	3,24	2,94	3,65	3,16	2,74
Na ₂ O	3,55	3,82	3,02	2,68	2,05	2,09
K ₂ O	2,09	2,66	1,89	2,43	2,40	1,70
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,15	0,26	—	—
SO ₂	0,11	0,06	0,10	0,32	—	—
H ₂ O	0,17	0,12	0,18	0,17	—	—
П.п.п.	0,79	0,52	0,68	0,97	0,09	1,04
Сумма	100,50	100,39	100,02	100,35	99,07	99,58

1—биотитовые гнейсы из карьера возле с. Ерки; 2—биотитовые гнейсы из Скелватского карьера; 3—биотитовые гнейсы с. Стебного; 4—гранато-биотитовые гнейсы из Тальновского карьера; 5—гранато-биотитовые гнейсы ниже г. Тального (анализ В. Н. Чирвинского, 1939); 6—биотитовые гнейсы с. Кривые Колена (анализ В. Н. Чирвинского).

Приведенные анализы показывают довольно заметное отличие химического состава гранато-биотитовых гнейсов (Ткачук, 1940а) от химического состава биотитовых гнейсов (Ласкарев, 1914а; Лучицкий, 1910).

Биотито-амфиболовые гнейсы. Темно-серые, почти черные с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые биотито-амфиболовые гнейсы в этом районе менее распространены, чем биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. Во многих местах они встречаются среди гранитов в виде отдельных ксенолитов. Выходы биотито-амфиболовых гнейсов известны в районе с. Березовки на р. Горный Тикич, в районе с. Франковки на р. Горный Тикач, в районе с. Веселый Кут и районе Богачевки-Стецовки на р. Шполке. Известны они и в верховье р. Уманки в районе с. Вербоватой. Кроме того, амфиболо-биотитовые гнейсы встречаются в виде прослоев в биотито-плагиоклазовых гнейсах.

По обоим берегам р. Горный Тикич тянутся скалистые выходы этих гнейсов. Здесь они имеют северо-западное (330—340°) простирание и северо-восточное падение под углом 60°. В с. Франковка, по обоим берегам р. Гнилого Тикича, наблюдаются выходы мелкозернистых черных биотито-амфиболовых гнейсов, переходящих ниже по речке в полосчатые мигматиты, а затем в амфиболиты. Такого же характера гнейсы обнажаются небольшими скалами по склонам р. Горный Тикич, близ с. Веселый Кут.

В виде ксенолитов в гранитах и небольших пачек среди мигматитов биотито-амфиболовые гнейсы наблюдаются во многих местах по рр. Горному и Гнилому Тикичам, в частности в сс. Антоновке, Буках, Березовке, в Юрполе, ниже Гордашевки, в Тальном, Глыбочке, в Каменном Броде и в ряде других мест.

По своему минералогическому составу и, вероятно, по генезису биотито-амфиболовые гнейсы описываемого района неоднородны. Гнейсы района сс. Березовки и Буки сходны по составу и структуре с кварцевыми диоритами, встречающимися в этом районе, но рассланцованы и

имеют гнейсовую текстуру. По условиям залегания, текстуре и структуре биотито-амфиболовые гнейсы сс. Франковки и Веселого Кута следует считать первоначально осадочными, а впоследствии глубоко метаморфизованными породами.

Минералогический состав разных представителей этих гнейсов непостоянен. Иногда они переходят в амфиболовые гнейсы или чередуются с биотито-плаггиоклазовыми гнейсами. Минералогический состав их приведен в табл. 19.

Минералогический состав гнейсов

Таблица 19

Место отбора образца	Плаггиоклаз в %	Роговая обманка в %	Биотит в %	Кварц в %	Калишпат в %	Другие минералы в %
Ниже с. Франковки	52,4	12,1	13,7	15,0	—	0,8
с. Веселый Кут	39,9	12,5	13,6	27,7	4,0	2,3
с. Березовка	39,7	24,2	23,3	10,8	—	2,0
г. Тальное	41,5	11,8	10,9	25,1	10,0	0,7
Южная окраина с. Березовки	50,8	22,3	17,7	6,6	—	2,6

Плаггиоклаз представлен олигоклазом и андезином (№ 27—36), в большинстве образцов он является господствующим минералом. Размер зерен 0,1—1 мм, редко до 1,5 мм. Многие его зерна обладают полисинтетически двойниковой штриховкой зонального характера. Микроклин не везде присутствует, в большинстве случаев это эпигенетический минерал. Зеленая роговая обманка распространена в виде удлинённых и неправильных зерен размером от 0,1—1 мм до 1,5—2 мм. Из второстепенных минералов в породе наблюдаются магнетит, ильменит, сфен, апатит, резе пирит, халькопирит, циркон и рутил. Вторичные минералы: эпидот, цоизит, хлорит и серицит.

Химический состав биотито-амфиболовых гнейсов приведен в табл. 20.

Химический состав биотито-амфиболовых гнейсов

Таблица 20

Состав	1	2	3	4
SiO ₂	56,53	55,80	55,36	54,80
TiO ₂	1,14	0,70	—	0,71
Al ₂ O ₃	13,93	17,18	17,25	17,83
Fe ₂ O ₃	5,55	2,51	5,22	1,11
FeO	4,60	4,99	4,74	6,61
MnO	0,15	0,24	—	0,23
MgO	3,58	3,34	4,13	4,05
CaO	6,11	6,46	7,65	7,28
Na ₂ O	3,42	4,21	3,76	3,83
K ₂ O	2,90	1,84	1,55	1,56
P ₂ O ₅	0,62	0,41	—	0,18
SO ₃	0,30	—	—	0,14
H ₂ O	0,12	—	—	0,24
П.п.п.	0,83	2,20	0,90	1,38
Сумма	99,78	99,88	100,55	99,95

1—биотито-амфиболовые гнейсы с. Вербоватая; 2—биотито-амфиболовые гнейсы, район с. Буки (анализ В. Н. Чирвинского, 1939); 3—биотито-амфиболовые гнейсы, район с. Березовки (анализ В. Н. Чирвинского); 4—биотито-амфиболовые гнейсы, в центральной части с. Березовки.

Химический состав этих гнейсов соответствует химическому составу диоритовых пород амфиболо-плагноклазовых гнейсов.

Амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Амфиболиты, развитые в бассейне р. Горного Тикича, описывались В. Н. Чирвинским (1939), который считал, что эти породы являются весьма метаморфизованными габбровыми и диабазовыми, а также осадочными породами, богатыми магнием и железом.

Амфиболиты и сопровождающие их амфиболовые гнейсы широко распространены в бассейне рр. Горного и Гнилого Тикичей. Они представляют собой черные или зеленовато-черные, рассланцованные и массивные мелко- и среднезернистые, изредка крупнозернистые породы, слагающие Тальновскую синклиналиную складку, которая замыкается южнее с. Белашки. На протяжении этой складки выходы амфиболитов прослеживаются по р. Горному Тикичу в районах г. Тального, западнее с. Белашки, восточнее с. Машуров, ниже с. Лащевого, а по р. Гнилому Тикичу они обнажены в районе с. Бужанки. Аналогичные породы распространены в районе сс. Неморож и Хлыпновка, на южной окраине Звенигородки и восточнее Ольховца. Они известны также между сс. Буки и Березовка, тянутся вдоль западной окраины Черной Каменки и затем в районе сс. Иваньки и Тимашевки.

Породы из района с. Кривые Колена, описанные В. Н. Чирвинским (1939) как амфиболиты, по данным последующих исследований являются габбро-амфиболитами и, так как эти метаморфизованные магматические породы, сохранившие габбровую структуру, содержат большое количество моноклинного пироксена и плагноклаз, относящийся к лабрадору; кроме того, в них в виде акцессорных минералов изредка рассеян пирротин в сростании с пентландитом. Из района сс. Кривые Колена — Добрянка эти породы протягиваются на юго-восток в район с. Песчаного, точно такие же породы прослежены в с. Тальянка.

В описываемом районе широко распространены ксенолиты амфиболитов в гранитах и их пачках, включенные в мигматиты.

Известно, что генетически амфиболиты могут быть и осадочными (богатыми Mg и Fe), и магматическими породами, преобразованными в амфиболиты в результате процессов метаморфизма. Однако нет еще достоверных критериев, по которым можно было бы безошибочно установить первоначальный генезис той или другой разновидности этих пород. В амфиболитах окраины Звенигородки преобладающим рудным минералом является ильменит, составляющий около 2,5% общей массы породы, в котором наблюдается эмульсионная структура распада твердого раствора гематита и ильменита. Гематит в виде точек, удлиненных капелек, переходящих в тонкие иголки (размером 0,001 мм) и ленточек рассеян в ильмените. Причем в каждом зерне последнего выделения гематита ориентированы различно. Такое явление характерно для магматических образований.

В районе с. Иваньков черные с мелкозернистой гранобластической структурой амфиболиты постепенно переходят в мелкозернистые амфиболовые гнейсы, содержащие значительное количество кластического кварца. Это обстоятельство служит основанием для отнесения таких амфиболитов к первично-осадочным породам. Такого же характера тонкосланцеватые амфиболиты, переслаивающиеся с гнейсами, встречены и в других пунктах района.

Главными породообразующими минералами амфиболитов и амфиболовых гнейсов данного района являются: роговая обманка, плагноклаз и биотит. Кварц обычно находится в незначительном количестве, а в некоторых разновидностях амфиболитов он отсутствует. Акцессорными

минералами являются: ильменит, магнетит, сфен, кальцит, апатит, пирит, халькопирит, гематит и др. Вторичные — эпидот, цоизит, хлорит и серицит.

Роговая обманка местами составляет 70—75% породы; цвет ее чаще зеленый, реже грязновато-зеленый или бурый. Плеохроизм чаще всего: *Ng* — синевато-густо-зеленый, *Nm* — желтовато-зеленый или буровато-зеленый, *Nn* — светло-желтый или бледно-зеленоватый. Роговая обманка претерпела изменения. Многие ее зерна по краям замещены светлым амфиболом типа актинолита, а также биотитом. Наблюдается замещение эпидотом, цоизитом и рудными.

Плаггиоклаз состоит из более мелких зерен, чем роговая обманка. Он представлен андезином, главным образом № 31—41, реже встречаются № 46 и 48.

Химический состав амфиболитов приведен в табл. 21.

Таблица 21

Химический состав амфиболитов

Состав	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,54	51,15	46,88	48,59	49,20	47,50	46,72
TiO ₂	1,91	1,14	2,13	—	2,15	0,36	0,70
Al ₂ O ₃	11,11	12,69	11,44	16,65	13,46	11,76	16,00
Fe ₂ O ₃	6,30	2,79	2,95	2,10	1,16	6,63	1,44
FeO	13,50	13,07	13,50	10,93	15,07	6,39	11,65
MnO	0,28	0,24	0,28	—	0,33	0,35	0,21
MgO	6,15	4,69	7,02	7,67	5,24	13,00	6,98
CaO	9,94	10,22	10,51	10,91	9,10	8,28	11,20
Na ₂ O	1,99	2,26	2,50	1,50	2,09	2,86	2,35
K ₂ O	0,79	0,25	0,32	0,40	0,91	2,37	0,28
P ₂ O ₅	0,23	0,14	0,23	—	—	—	—
SO ₃	0,03	0,01	0,14	—	—	0,18	—
H ₂ O	0,39	0,24	0,12	—	—	—	0,24
П.п.п.	1,66	1,31	1,49	1,80	1,84	1,21	2,05
Сумма	99,82	100,20	99,51	100,55	100,55	100,89	99,82

1—амфиболиты, ниже с. Лащевое; 2—амфиболиты, с. Машуров; 3—амфиболиты, восточная окраина г. Тального; 4—5— амфиболиты, г. Тальное (анализ В. Н. Чирвинско-го); 6—амфиболиты, выше хут. Андреевки на р. Ю. Буг. (анализ Л. Г. Ткачука, 1940а); 7—плаггиоклазовые амфиболиты р. Базавлук (анализ И. С. Усенко, 1948).

Приведенные анализы показывают сравнительно однообразный состав описываемых амфиболитов.

ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС р. ТЕТЕРЕВА

Комплекс различных по составу гнейсовых пород р. Тетерева наиболее полно представлен в среднем течении этой реки, между с. Козиевкой и г. Радомышлем. Поэтому в сводных работах по метаморфическим породам Украинского кристаллического массива, когда речь идет о гнейсах р. Тетерева, приводят гнейсы этой сравнительно небольшой территории. Однако распространение гнейсового комплекса по р. Тетереву не ограничивается лишь этим (правда, наиболее интересным) участком.

В верхнем течении р. Тетерева гнейсовые породы наблюдаются в районе с. Троща и ниже по реке, где по берегам с перерывами тянутся небольшие скалы амфиболитов и гнейсов, инъецированных и рассеченных жилами красных гранит-аплитов. Общее простирание амфиболитовых

пород в этом районе северо-западное с падением пластов на северо-восток.

Ниже по течению р. Тетерева гранато-биотитовые инъецированные и мигматизированные гнейсы выступают между сс. Карповцы-Волосовка и ниже вплоть до с. Чудново, где гранато-биотитовые и гранато-кордиерито-биотитовые гнейсы постепенно переходят в гибридизированные граниты и гранато-кордиеритовые мигматиты с гнейсовой текстурой, в которых наблюдаются многочисленные ксенолиты и пачки гранато-биотитовых гнейсов. На южной окраине с. Чуднова в мигматизированных гнейсах встречаются пегматитовые жилы значительных размеров.

Далее выходы гнейсовых пород по р. Тетереву наблюдаются выше Житомира, в приустьевых частях рр. Гнилопяти и Гуйвы, по этим рекам, а затем в районе Житомира и ниже его по р. Тетереву, включая с. Левков. В приустьевой части р. Гнилопять и выше по р. Тетереву (Перловка-Корчак) выступают гнейсовидные мигматиты гранодиоритового состава с северо-западной ориентировкой гнейсовой полосчатости, а вверх по р. Гнилопяти до Великого Шумска и выше, так же как и по р. Гуйве, местами тянутся скалы инъецированных биотитовых и амфиболовых гнейсов, прорванных жилами розовых аплитов-гранитов и пегматитов. Здесь гнейсы имеют северо-западное ($300-320^\circ$) простирание и падение на северо-восток. В районе Житомира, за исключением побережья р. Тетерева, наиболее крупные выходы биотитовых инъецированных гнейсов в виде скал тянутся по р. Каменке (левый приток р. Тетерева), начиная от города и за Соколову гору. Эта толща гнейсов интенсивно дислоцирована, инъецирована тонкими жилками и прорвана более мощными жилами гранит-аплитов и пегматитов, пласты гнейсов, смятые в складки, меняют направление простирания от субмеридионального до субширотного.

Ниже Житомира, вдоль берегов р. Тетерева, с перерывами тянутся скалы темно-серых мелкозернистых тонкослоистых биотитовых гнейсов. Скалы этих гнейсов находятся также в сс. Станишевке, Быстрике, Левкове и др. Среди гнейсов здесь местами наблюдаются двуслоистые сланцы. На всем протяжении биотитовые гнейсы рассланцованы и простираются на северо-запад по азимуту $290-320^\circ$, полого падая на северо-восток, кроме того, они прорваны или послойно инъецированы аплитопегматитовыми жилами, а иногда и более крупными гранитными телами. Ниже по р. Тетереву начинаются выходы гранитов крупного Коростышевского массива.

Наиболее значительная область развития гнейсового комплекса по р. Тетереву начинается ниже Коростышевского гранитного массива, в районе с. Козиевки. Эти гнейсы были описаны В. И. Луцицким (1919). Здесь они начинаются хлорито-биотитовыми, плагиоклазо-биотитовыми гнейсами и амфиболитами, залегающими в виде ксенолитов среди гранитов периферийной зоны массива, а затем переходят в биотито-пироксеновые гнейсы, среди которых на правом берегу реки находятся мраморизованные кристаллические известняки с. Козиевки мощностью около 20 м. Известняки рассечены жилой розовых аплитов и, кроме того, в них наблюдаются небольшие гнездообразные пегматоидные внедрения, состоящие из полевого шпата, кварца и биотита. Висячий бок залежи мраморов контактирует с черными мелкозернистыми биотитовыми гнейсами. Кристаллические известняки вместе с гнейсами в этом пункте представляют собой отторженную глыбу, залегающую среди гранитов приконтактной зоны Коростышевского массива.

Выше с. Городска, на левом берегу р. Тетерева наблюдаются отдельные выходы гнейсовидных пород гранодиоритового состава с порфировой

или порфиново-гранобластовой структурой, представленных плагиоклазом, кварцем, частично ортоклазом, биотитом, роговой обманкой, апатитом и сфеном. Ниже по берегу встречаются выходы амфиболитовых пород, сменяемых в направлении к с. Городску черными биотитовыми гнейсами северо-западного субмеридионального простирания (350°) с отвесным падением пластов.

Начиная от верхней окраины с. Городска и почти до с. Минины (на протяжении около 8 км), с перерывами тянутся скалы биотито-плагиоклазовых мелкозернистых гнейсов, местами инъецированных и прорванных жилами пегматитов, а также мелкими интрузивными телами розово-серых и розовых аплитовидных гранитов. В с. Городске среди биотитовых гнейсов встречаются пропластки слюдястых сланцев и участки милонитизированных гнейсов. Наиболее крупные выходы биотитовых гнейсов находятся в верхней и нижней частях с. Городска, где они выступают в виде сплошных скал по левому берегу р. Тетерева и вдоль ручья, впадающего в р. Тетерев слева в верхней части с. Городска.

Темно-серые, почти черные, мелкозернистые биотито-плагиоклазовые гнейсы этого района с осветленными полосами биотито-мусковитовых и биотито-хлоритовых гнейсов, интенсивно смяты в складки, рассланцованы, изогнуты, местами раздроблены и пронизаны аплитовыми, пегматитовыми и кварцевыми жилами и прожилками. В верхней части с. Городска наблюдается изменение направления падения гнейсов. Если прежде сланцеватые породы при северо-западном простирании имели падение на северо-восток, то выше устья ручья, слева, в с. Городске гнейсы имеют вертикальное падение пластов при северо-западном ($320-340^\circ$) простирании; в устьевой части ручья и ниже его, при том же простирании, гнейсы и пластовые аплитопегматитовые жилы падают на юго-запад под углом $65-75^\circ$. Это дает основание считать, что в районе с. Городска биотитовые гнейсы и сланцы имеют синклинальный характер залегания.

В районе с. Минины, и особенно ниже по реке, наблюдается иной характер гнейсовых пород. В с. Ленино, на луговой террасе левого берега р. Тетерева, находится длинный холм, сложенный тонкополосчатыми карбонато-пироксеновыми гнейсами. Этот холм возвышается на 8—10 м над поймой и тянется на 400—500 м. В южной части холма амфиболо-пироксеновые гнейсы имеют простирание 340° , падение юго-западное под углом 50° ; в центральной части холма простирание $350-360^\circ$, падение юго-западное под углом $60-70^\circ$, а в северной — гнейсы простираются по азимуту 30° , падение северо-западное под углом 75° . Отклонение направления простирания гнейсов и изменение крутизны падения их пластов на сравнительно небольшом протяжении (400—500 м) свидетельствует об интенсивной складчатости гнейсов.

Макроскопически карбонато-амфиболо-пироксеновые гнейсы представляют собой почти черную с зеленоватым оттенком мелкозернистую тонкополосчатую сланцевую породу, которая, хорошо раскалываясь по сланцеватости, дает плитчатый строительный камень. В темно-зеленых гнейсах выделяются узенькие (1—2 мм) черные полоски гнейсов, обогащенных пироксеном и сфеном. В гнейсах залегают послонные и секущие их пегматитовые и кварцевые жилы.

По данным В. И. Лучицкого (1919), такого же характера гнейсы, как и те, которые он называет кремнистыми известняками, обнажаются в районе с. Хвощевки (правый берег р. Тетерева) и тянутся вниз по реке до г. Радомишля.

Петрографически в гнейсовом комплексе мы различаем биотито-плагиоклазовые, биотито-пироксеновые, роговообманково-плагиоклазовые

и кальцито-амфиболо-пироксеновые разности; их характеристика дается ниже.

Биотито-плаггиоклазовые инъекционные гнейсы представляют собой наиболее широко распространенные породы гнейсового комплекса. В чистом виде это темно-серые или черные, обычно мелкозернистые сланцеватые породы, в которых нередко наряду с биотитом присутствуют чешуйки мусковита и хлорита, особенно на плоскостях рассланцевания. Из минералов в их состав входят: кварц, плаггиоклаз, биотиты, иногда микроклин. Из акцессорных присутствуют: рудные, апатит, рутил, сфен, кальцит, циркон и др. Вторичные: мусковит, хлорит и серицит. Преобладающими в большинстве случаев являются полевые шпаты, иногда они уступают кварцу или присутствуют в одинаковых с ним количествах.

Микроклин обычно появляется в гнейсах как эпигенетический минерал, возникший в результате инъекции гранитов. Плаггиоклаз (преимущественно олигоклаз) — преобладающий минерал; многие его зерна не имеют двойниковой структуры (нередко волнисто угасают). Биотит в виде тонких пластинок и листочков составляет 15—20% породы. В тонко рассланцованных и развальцованных гнейсах параллельно вытянуты не только пластинки биотита, но также зерна плаггиоклаза и кварца; последний обладает резким волнистым угасанием. Пластинки биотита замещаются хлоритом и мусковитом. Размер минеральных зерен и соотношения в составе для всех биотитовых гнейсов р. Тетерева одинаковы. Например, биотитовые гнейсы из Житомира (балка Каменка) отличаются от гнейсов Козиевки и Городска более крупными зернами минералов, меньшим количеством кварца и преобладанием в породе плаггиоклаза.

Структура этих гнейсов преимущественно лепидобластовая, иногда гранобластовая. Текстура сланцеватая, полосчатая.

Местами биотито-плаггиоклазовые гнейсы (сс. Городск, Станишевка), обедняясь полевыми шпатами и обогащаясь слюдой, переходят в слюдястые сланцы, основными компонентами которых являются кварц и слюды (биотит, мусковит).

Биотито-пироксеновые гнейсы, которые имеют здесь ограниченное развитие (с. Козиевка), отличаются от биотитовых гнейсов только наличием среди цветных минералов большого количества пироксена и частично роговой обманки.

Роговообманково-плаггиоклазовые гнейсы и амфиболиты наблюдаются главным образом в виде ксенолитов в гранитах, а также отдельных небольших выходов по берегу между сс. Козиевкой и Городском. Это неравномерно-зернистые зеленоватые темные гнейсовидные породы, состоящие главным образом из плаггиоклаза (андезин), зеленой роговой обманки, биотита и сфена. Кварца в породе очень мало, в ней господствует плаггиоклаз. Роговая обманка преобладает над биотитом. Структура — лепидобластовая.

Карбонато-амфиболо-пироксеновые гнейсы, макроскопическое описание которых дано выше, состоят из плаггиоклаза, пироксена, кварца, роговой обманки, сфена, кальцита и рудных минералов.

Преобладает плаггиоклаз (№ 37—45), представленный мелкими таблитчатыми или изометричными, а также пластинчатыми параллельно вытянутыми зернами с полисинтетически-двойниковой структурой.

Существенное место в породе (32%) занимает моноклинный пироксен. Его мелкие (0,05—0,2 мм) идиоморфные или более крупные скелетной формы зерна либо образуют полосчатые скопления, либо рассеяны среди плаггиоклаза, создавая полосчатую микротекстуру породы. Пироксен частично замещается зеленой и светло-зеленой роговой обманкой.

Амфибол количественно резко уступает пироксену. Зерна кварца имеют неправильные и изометричные очертания, волнисто угасают. Сфен составляет более 2% породы.

Кальцит в виде ксеноморфных, иногда более крупных, чем в других минералах, зерен распространен по всей породе, иногда его больше среди пироксена, иногда среди плагиоклаза. Обычно его зерна занимают промежутки между зернами плагиоклаза и пироксена. Наличие карбоната в породе отчасти свидетельствует об ее первично-осадочном происхождении. Количественное соотношение минералов в этой породе: плагиоклаз составляет 49,6%, пироксен — 32%, кварц — 6,6%, амфиболы — 5,3%, карбонаты — 2,2%, другие минералы (преимущественно сфен) — 4,3%.

В. И. Лучицкий (1919) называл такие гнейсы кремнистыми известняками; однако их химический состав, приведенный в его же работе: SiO_2 — 53,92; Al_2O_3 — 13,38, Fe_2O_3 — 2,15, FeO — 7,57, CaO — 12,42, Na_2O — 3,5, K_2O — 2,70; CO_2 — 0,28 не отвечает кремнистым известнякам. Целесообразнее эти породы называть карбонатно-амфиболо-пироксеновыми гнейсами.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИЙ)

ВВЕДЕНИЕ

Отложения, отнесенные к верхнему архею, распространены на большой территории, главным образом в центральных районах Украинского кристаллического массива, где развиты пояса саксаганской складчатой системы субмеридионального простирания общей шириной до 300 км. В нижней части этой системы залегают мощные толщи осадочных и вулканогенных метаморфизованных пород, разделенные перерывами. Формирование этой складчатой системы началось отложением мощных глинистых и глинисто-мергелистых толщ с редкими известковыми прослоями; впоследствии в результате метаморфизма за счет этих толщ образовались гнейсы ингуло-ингулецкого комплекса. Поля этих гнейсов развиты в виде двух зон в бассейне рр. Ингул и Ингулец и в бассейне р. Саксагань. Максимальная ширина складчатой полосы гнейсов по р. Ингулу достигает 20 км, а вероятная мощность, по-видимому, не превышает 3—4 км.

Вслед за отложением этих толщ, а местами, вероятно, и параллельно происходили излияния основных лав, давших мощные толщи (до 1—3 км) метабазитов, представленных преимущественно амфиболитами, спилитами, зелеными сланцами и другими зеленокаменными породами; в них наблюдается свита, содержащая прослой железисто-кремнистых пород; эти толщи составляют метабазитовую серию.

Выше зеленокаменных пород метабазитовой серии залегает саксаганская железорудная серия. Последнюю принято подразделять на три свиты.

Нижняя свита в своей верхней части содержит, наряду с кластическими, глинистыми и песчаными отложениями, слой вулканогенных пород, представленных магнезито-гальковыми сланцами и серпентинитами. Мощность отложений нижней свиты в Криворожском районе 50—350 м, а в Верховцевском — 1500 м.

Железисто-кремнистая толща слагает среднюю свиту мощностью от 100 до 1500 м.

На железисто-кремнистых породах средней (железорудной) свиты несогласно залегает сланцевая толща верхней свиты. Последняя содержит глинисто-углистые прослой, представленные углистыми, графитовыми сланцами и гнейсами, а также прослой песчаников и белых кварци-

тов с линзами конгломератов и карбонатных пород. Видимая мощность пород верхней свиты 2—2,5 км.

Хемогенные железисто-кремнистые осадки саксаганской серии переслаиваются с глинистыми осадками, а в районах Верховцевских и Конкских магнитных аномалий глинистые осадки чередуются с вулканогенными, представленными зелеными сланцами, кварцево-серицитовыми сланцами и метаморфизованными кератофирами.

Толщи верхнего архея интродуцированы и магматизированы породами ингулецкого гранитного интрузивного комплекса, внедрявшимися в процессе формирования субмеридиональной складчатости; позднее они были прорваны более молодыми красными боковянскими и другими гранитами, и еще позднее — дайками диабазов.

Ниже приводится описание трех упомянутых серий, составляющих верхний архей — ингуло-ингулецкой гнейсовой, метабазитовой и саксаганской. Описание ингуло-ингулецкой гнейсовой серии приводится совместно с описанием, включенных в магматиты р. Ингулец пород саксаганской серии, а также и других гнейсов, поскольку расчленение этих двух серий не везде возможно (по состоянию ее изученности).

По этой же причине в разделе, посвященном описанию метабазитовой серии, охарактеризованы вулканогенные породы только тех участков, в которых не наблюдается прослоев железисто-кремнистых пород. В связи с недостаточной изученностью условий формирования и генезиса железисто-кремнистых фаций, железисто-кремнистые породы не расчленяются и описываются нами в разделе «Саксаганская железорудная серия», хотя в настоящее время уже можно считать установленным, что в области саксаганид выделяются два этапа отложения железисто-кремнистых пород: первый — в метабазитовой серии, второй в собственно железорудной саксаганской серии.

В Криворожском районе между метабазитовой и саксаганской сериями имеется перерыв. В Верховцевском районе наблюдается непрерывный переход между метабазитовой серией и верхней железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой, представляющей аналогию саксаганской. Эти две серии здесь разделяются толщей тальково-магнетитовых и серпентинитовых пород, которые в Кривом Роге вместе с песчаниками составляют так называемый «тальковый горизонт». Как видно, в метабазитовой серии Верховцевских и Конкских аномалий фации железисто-кремнистых пород образовались в вулканогенной области внутренних частей геосинклинали.

Верхняя свита саксаганской серии, представленная песчано-глинистыми фациями, отражает резкую смену условий осадконакопления; она развита только в западной части Криворожской полосы. Толща графитовых гнейсов, перекрывающая железисто-кремнистые образования, в последнее время отмечена также в районе Куксунгур-Могилы.

Можно высказать предположение, что железисто-кремнисто-вулканогенные фации замещаются к западу, во внешней зоне геосинклинальной области, песчано-глинистыми фациями.

Определение абсолютного возраста пород верхнего архея из разных участков дало следующие результаты. Сланцы саксаганской серии Кривого Рога, Верховцевского района и Гуляйпольской магнитной аномалии имеют одинаковый возраст — 1700 млн. лет (по определению аргоновым методом). В то же время для сланцев Конкского района этим же методом установлен более древний возраст — 1900—2000 млн. лет. Однако полученные данные еще требуют уточнения при помощи других методов; возраст монацита из мокро-московского гранита интродуцирующего сланцы Конкского района составил 1800 млн. лет.

ИНГУЛО-ИНГУЛЕЦКАЯ ГНЕЙСОВАЯ СЕРИЯ

В бассейнах рр. Ингула, Ингульца, Саксагани и Базавлука развиты мощные зоны гнейсов, интродуцированные порфиоровыми и серыми равномерно-зернистыми гранитами и местами также более молодыми красными гранитами днепровско-боковьянского интрузивного комплекса. Эти гнейсы развиты в поясе субмеридиональных складчатых зон саксаганской железорудной и метабазитовой серий.

Интрузии серых мелкозернистых и порфиоровых кировградских гранитов наблюдаются в виде согласных послонных внедрений в субмеридиональные складчатые зоны. В большинстве случаев они приурочены к ядрам антиклиналей. Мигматиты этих гранитов по р. Ингульцу и на других участках чередуются с гнейсами и гранитами. При этом граниты включают не только гнейсы, но и впайки ксенолитов пород саксаганской серии, что свидетельствует о их внедрении после отложения пород железисто-кремнисто-сланцевой формации. Гнейсовые толщи сохраняются в относительно чистом виде; лишь на отдельных участках они слабо насыщены гранитным материалом и обычно в той или иной степени мигматизированы.

Встречаются серые и черные биотитовые и биотито-гранато-плагиоклазовые, биотит-пироксеновые и биотито-амфиболовые гнейсы; в гнейсах изредка наблюдаются прослой скаполито-биотитовых, скаполито-диопсидовых пород и актинолитовых сланцев. Такие гнейсовые поля развиты на Ингуло-Ингулецком водоразделе, в бассейне рр. Саксагани и Базавлука.

Для выяснения возрастных соотношений пород особый интерес представляет комплекс водораздела рр. Ингульца и Саксагани. Поэтому данные породы мы рассмотрим ниже по районам распространения.

Гнейсовый комплекс Ингуло-Ингулецкого водораздела. В бассейне между рр. Ингул и Ингулец гнейсы окаймляют и разделяют гранитные массивы. Обычно поля гнейсов в виде полос, собранных в сложные, чаще синклинальные складки, вытянуты в меридиональном направлении. Однако на участках внедрения Боковьянских, Верблюжских и других массивов молодых красных аплитоидных гранитов гнейсы деформированы и образуют дугообразные изогнутые полосы.

Наиболее крупной является Приингульская складчатая гнейсовая полоса, ширина которой достигает 20 км. Она простирается в направлении, близком к меридиональному, на протяжении более 80 км и представляет, по-видимому, сложную синклиналь, замыкающуюся севернее г. Кировограда. С запада она окаймляется Бобринецким и Кировоградским гранитными массивами, вытянутыми полосой в меридиональном направлении, а с востока — Долинским гранитным массивом, также вытянутым в меридиональном направлении; этот массив замыкается гнейсами, окаймляющими его на юге и севере.

Внутри Приингульской гнейсовой полосы наблюдается ряд гранитных полос второго порядка, приуроченных к ядрам антиклиналей, как, например, в районе балок Рибчиной и Куцой. Кроме того, гнейсовая полоса насыщена полями крупных пегматитовых тел, мощность которых достигает 60 м.

Вторая гнейсовая полоса развита между Долинским гранитным массивом кировоградского комплекса и Боковьянским гранитно-монцитовым массивом в бассейне р. Боковеньки. Она дугообразно огибает Боковьянский массив с севера и соединяется с гнейсовой полосой, окаймляющей его с востока. Ближе к массивам гнейсы интенсивно насыщаются инъекционным материалом и переходят в мигматиты.

Чечеливское гнейсовое поле обнажается по р. Ингульцу выше с. Чечелевки и отчасти по р. Верблюжке. Ширина этой полосы около 6 км и она простирается в широтном направлении, залегая между Верблюжским гранито-монцитонитовым массивом на юге и массивом аплитоидных гранитов на севере, внедрившимися в связи с широтными дислокациями, вызвавшими поперечный изгиб и соответствующее простирание гнейсовых полос.

Наконец, выделяется Верхнеингулецкое гнейсовое поле, прослеживающееся в верховьях р. Ингульца выше и ниже г. Александрии и по р. Бешке. Гнейсы здесь окаймляют Каменский и Верхнеингулецкий массивы кировоградских гранитов.

В этих районах преимущественно развиты биотитовые светло-серые и темно-серые до черных гнейсы, а местами, как, например по р. Верблюжке, преобладают биотито-гранатовые гнейсы с крупными выделениями граната; характерно при этом, что и инъекционные прослойки пегматитов и аплитов также в изобилии содержат гранат (рис. 10). Кроме того, в биотитовых гнейсах нередко наблюдаются линзовидные прослойки пироксено-плагиоклазовых гнейсов, развитые по р. Ингульцу в районе с. Чечелевки и по балке Чабановой; они более грубозернистые и окаймлены сланцеватыми и биотитовыми гнейсами. По-

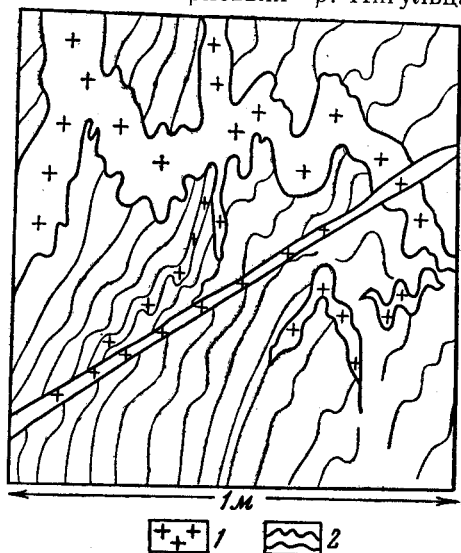


Рис. 10. Гнейсы с. Федоровки, инъецированные пегматоидными гранитами
1 — граниты; 2 — гнейсы

видимому, образование линз вызвано неравномерным расположением известкового материала в исходной глинистой толще.

Ю. И. Половинкина считает, что пироксено-плагиоклазовые гнейсы представляют более высокие пласты в стратиграфическом разрезе гнейсовой толщи. В районе балки Чабановой, наряду с прослоями пироксено-плагиоклазовых гнейсов, наблюдаются гранато-кордиеритовые гнейсы с зеленоватыми мигматитами.

В ряде участков, как, например на окраине с. Гейковки и у устья балки Разварина, наблюдаются тонкие прослойки скаполито-цоизитовых и скаполито-цоизито-диопсидовых гнейсов с карбонатом.

Количественный минералогический состав гнейсов, развитых на Ингуло-Ингулецком водоразделе, представлен в табл. 22. Химический состав рассматриваемых гнейсов приводится в табл. 23.

Пироксено-плагиоклазовые гнейсы отличаются значительным разнообразием: в их состав входят то ромбические, то моноклинные пироксены, количество кварца колеблется от 0 до 46%, плагиоклазы изменяются от основного плагиоклаза № 25—28 до анортита № 76—84; особенно высокая основность плагиоклаза наблюдается в диопсид-плагиоклазовых гнейсах.

Мигматиты р. Ингульца. Мигматиты, развитые по р. Ингульцу, имеют сложный состав. Здесь встречаются мигматиты серых биотитовых гранитов, участками переходящие в купольные массивы серых гранитов, вытя-

Таблица 22

Минералогический состав гнейсов

	Плагио- клаз	Ортоклаз	Кварц	Био- тит	Гра- нат	Диоп- сид	Гипер- стен	Амфи- бол
Биотитовые гнейсы р. Боковеньки, ниже с. Христофоровки	34,1	8,7	21,2	15,9	—	—	—	—
Биотито-гранатовые гнейсы р. Верблюжки, с. Новгородка-Кушевка	31,1	8,0	38,9	13,1	8,1	—	—	—
Гиперстено-плагиоклазовые гнейсы, балка Чабанова	29,6	7,04	40,37	11,09	—	—	11,9	—
Гиперстено-диопсидовые гнейсы, балка Водяная	46,8	12,4	1,9	21,1	—	13,8	—	—
Диопсидо-плагиоклазовые гнейсы р. Ингулец, ниже Шатровки .	39,92	—	33,63	—	—	15,04	10,84	—
Роговообманковые плагиоклазовые гнейсы с. Гурьевки	17,5	—	7,4	—	—	14,0	—	57,6

Таблица 23

Химический состав гнейсов

Состав	Биотитовые гнейсы с. Христофоровки, балка Боковьянка	Гиперстено-плагиоклазовые гнейсы с. Ивановки, р. Боковенька	Диопсидо-плагиоклазовые гнейсы с. Шатровки
SiO ₂	74,09	66,55	66,72
TiO ₂	0,31	0,36	0,46
Al ₂ O ₃	12,52	14,27	12,37
Fe ₂ O ₃	0,80	0,99	0,66
FeO	1,92	3,48	4,17
MnO	0,04	0,09	0,14
MgO	1,40	1,45	1,91
CaO	1,11	8,66	11,82
Na ₂ O	3,56	1,40	0,46
K ₂ O	3,11	0,27	0,42
П.п.п.	0,82	2,37	1,04
Влага	0,02	0,14	0,10
С у м м а	99,71	99,97	100,27

нутые в субмеридиональном направлении. В эту толщу внедрены молодые аплитовидные красные граниты, образовавшие поля полимигматитов.

По р. Ингульцу в районе Кривого Рога эти мигматиты контактируют с Криворожской синклинальной полосой, сложенной породами саксаганской железорудной серии.

Среди серых ингулецких мигматитов прослеживается Западная Анновская синклинальная полоса, сложенная породами саксаганской серии.

В выработках на Ингулецком руднике, по западному контакту Лихмановской синклинали, наблюдаются переходы пород саксаганской серии в мигматиты серых гранитов, включающих сланцы и амфиболиты; кроме того, здесь наблюдаются повторное внедрение молодых красных аплитов и интенсивная милонитизация пород.

К западу от Лихмановской синклинали, сложенной породами саксаганской серии, в районе с. Карачуновки в мигматитах встречены темно-серые и черные сланцы, относящиеся к железисто-кремнисто-сланцевой формации, представленные черными биотито-кварцевыми сланцами, биотито-эпидотовыми сланцами и магнетито-биотито-кварцевыми роговиками, содержащими свыше 24% магнетита. Такие биотито-эпидотовые черные кварцевые сланцы встречаются в надрудной толще Саксаганского синклинория в разрезе рудника им. XX партсъезда и в верховьях балки Дубовой. Эти включения являются продуктами метаморфизма пород саксаганской серии — глинистых и глинисто-кварцевых сланцев с редкими прослоями железистых кварцитов.

Среди мигматитов с. Карачуновки гнейсы древнее пород саксаганской железорудной серии не встречены.

Рассматриваемая толща мигматизирована серыми ингулецкими гранитами, а также более поздними розовыми гранитами, в связи с чем образовались участки полимигматитов.

По р. Ингульцу на протяжении 25 км прослеживается в субмеридиональном направлении «западная» зона мигматитов, включающих породы саксаганской серии. Последние представлены: андреевскими белыми кварцитами, углисто-глинистыми сланцами и филлитами; железистыми породами Моисеевской магнитной аномалии; железистыми кварцитами и сланцами, в мигматитах Донского оврага; белыми кварцитами Марьяновского карьера; сланцами и железистыми роговиками, включенными в мигматиты, обнаруженные в колодцах с. Марьевки; углистыми сланцами с. Лозоватки; железистыми роговиками, графитовыми гнейсами, актинолитовыми сланцами балки Суперечиной и железистыми кварцитами и амфиболитами урочища Веселый Кут по р. Ингульцу.

Далее на север, в районе с. Искровки, в мигматиты включены амфиболиты и железистые кварциты Могилы Бикетной, а к западу от р. Березнеговатой к полосе развития мигматитов приурочены известные магнитные аномалии, представляющие собой породы metabазитовой серии.

В верховьях балки Березнеговатой находится Ивановская магнитная аномалия длиной около 2 км, простирающаяся в северо-западном направлении. Далее по водоразделу встречен ряд аномалий, из которых северная располагается в лесу Маяк. На водоразделе рр. Овнянки и Зеленой наблюдается Весело-Раздольская аномалия длиной до 5 км, северный конец которой находится в 3 км от ст. Счастливая.

К западу от этой зоны в районе с. Новостародуб, по р. Овнянке наблюдаются магнитные аномалии и выходы белых кварцитов. В верховьях р. Зеленой цепь магнитных аномалий, являющихся северным продолжением Западной Анновской полосы, с запада и востока окаймляет массив серых гранитов, наряду с железистыми породами; здесь развиты графитовые гнейсы и сланцы верхней (сланцевой) свиты саксаганской серии.

Среди мигматитов р. Ингульца встречены породы саксаганской серии: мартитовые полосчатые роговики, джеспилиты, магнетито-роговообманковые кварциты, магнетито-пироксеновые кварциты, белые силлиманитовые и слюдястые кварциты, актинолитовые сланцы, биотито-кварцевые сланцы, углисто-глинистые сланцы, слюдястые биотито-графитовые сланцы и другие. Среди них мы находим породы верхней, средней и нижней свит саксаганской серии.

В зоне мигматитов р. Ингульца залегает ряд полос графитовых гнейсов, местами переходящих в углисто-глинистые сланцы. Такие полосы наблюдаются по р. Зеленой, по р. Ингульцу и его притокам, балкам

Власовой, Водяной, Суперечиной и в верховьях балки Северной Червоной, а также в сс. Андреевке и Лозоватке.

По балкам Северной Червоной, Суперечиной, рр. Зеленой и Желтой графитовые гнейсы и углистые сланцы ассоциируют с железистыми породами средней свиты саксаганской железорудной серии. Поэтому, очевидно, все эти толщи являются аналогами верхней (сланцевой) свиты этой серии.

Полоса графитоносных гнейсов Петровского района дугообразно огибает по р. Ингульцу и балке Власовой массив серых гранитов и мигматитов и выходит на балку Водяную.

Разрез толщи пород, слагающих гнейсовую полосу Петровского района сверху вниз, следующий.

1. Глинистые графитовые филлитовидные сланцы мощностью до 30 м.
2. Мелкозернистые кварциты мощностью до 25 м.
3. Серые слюдисто-железистые сланцы и микрогнейсы мощностью до 300 м.
4. Биотито-плагиоклазовые гнейсы мощностью 130—140 м.
5. Графито-биотитовые гнейсы в нижней части с прослоем графитовых кварцитов мощностью 45—50 м.
6. Скарнированные мраморы мощностью 55 м в верхней части с прослоем кварцита и биотитового гнейса.

Следует отметить, что в массиве среди гранитов, окаймленном графитовыми гнейсами, по балке Крилчатой встречены ксенолиты амфиболитов, в которых наблюдаются прослойки магнетито-амфиболитовых кварцитов, содержащих 56% Fe_2O_3 .

Гнейсовый комплекс и мигматиты Саксаганско-Базавлукского водораздела. Поле гнейсов, инъецированных аплитами, развито по р. Саксагани и слагает здесь Демуриинскую антиклиналь. Далее, к востоку это поле прослеживается на протяжении 16 км по р. Базавлуку, начиная от с. Матусевки до сс. Владимировки и Гуляй-Поля.

В южном крыле Демуриинской антиклинали, на протяжении 3 км широко развиты аплиты, включающие согласно залегающие пачки биотитовых гнейсов, причем гнейсы преобладают над аплитами.

Биотито-плагиоклазовые гнейсы пронизаны жилами пегматитов, мигматизированы и постепенно переходят в серые гранитовидные мигматиты. По р. Саксагани, у с. Прибрежное, обнажаются мелкозернистые, тонкослоистые, почти массивные гнейсы; биотиты в них рассеяны в виде тончайших чешуек, на плоскостях сланцеватости наблюдается тонкая струйчатость, указывающая направление тектонических смещений. Эти гнейсы пронизаны крупными жилами пегматитов, внедрение которых проходит по слоистости, а также по продольным и поперечным трещинам, возникшим вследствие поперечных изгибов полого падающей толщи.

Среди гнейсов наблюдаются прослои гнейсо-кварцитов, амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Прослои и пласты амфиболитов в гнейсах прослеживаются по правому крылу Демуриинской антиклинали, по балке Демуриной, в районе между сс. Ново-Михайловкой и Тамаровкой и выходят по р. Саксагани в районе с. Марье-Константиновки. Кроме того, пачки амфиболитов прослеживаются по р. Саксагани (до с. Андреевки). Амфиболиты здесь интенсивно смяты в складки и имеют мощность до 50 м.

Толща гнейсов, как уже указывалось выше, прослеживается по р. Базавлуку, начиная от с. Матусевки на юге до с. Гуляй-Поля на севере, а также по балке Водяной.

По р. Базавлук в районе с. Н.-Николаевки обнажаются выветрелые гнейсы; они представляют собой резко полосчатые породы; полосчатость обусловлена чередованием амфибола и биотита, с полосками кварца и

полевого шпата. Наблюдаются и прослойки амфиболитов, являющихся составной частью гнейсов. Гнейсы сетчато пересекаются пегматитами, заполняющими трещины.

В районе с. Владимировки гнейсы представлены чередованием биотито-гранатовых и амфиболовых разностей; зерна граната в гнейсах достигают 10—15 мм в диаметре. Здесь гнейсы также пересекаются непровальными телами розовых пегматитов (рис. 11).

Эта полоса гнейсов прослеживается и ниже с. Малой Софиевки в виде чередующихся слоев мелкозернистых биотитовых гнейсов, темно-

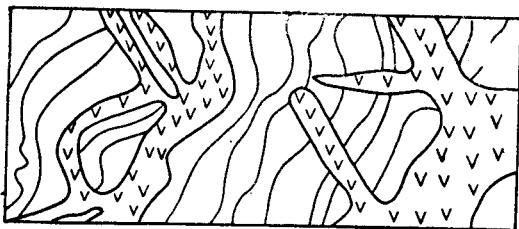


Рис. 11. Внедрение пегматитов в биотито-гранатовые гнейсы по р. Базавлуку, возле с. Владимировки (зарисовка)

1 — пегматиты; 2 — гнейсы

серых биотито-гранатовых гнейсов и редких полос серых гранитов. В этом же районе к западу обнажаются амфиболиты базавлукской полосы метабазитовой серии.

Все эти толщи гнейсов простираются в субмеридиональном направлении, падение ЮВ 100—120°, угол падения — 60—80°; они смяты поперечной складчатостью и образуют дугообразные изгибы.

На юге верховий р. Базавлука, у с. Петропавловки, вследствие крутого изгиба тол-

ща гнейсов имеет субширотное простирание, здесь на нее полого налегает толща амфиболитов метабазитовой серии, падающая на 170° под углом 30°.

В районе с. Маринополь гнейсы выходят в месте крутого поперечного изгиба амфиболитовой полосы. В северной части, в районе с. Гуляй-Поле толща гнейсов резко поворачивает на северо-запад. К северу прослеживается налегающая на них полоса амфиболитов.

Эти полосы гнейсов по рр. Базавлук и Саксагань образовались из глинистых осадков, переслаивающихся с глинисто-мергелистыми и мергелистыми прослойками; из этих последних возникли гранатовые и амфиболовые гнейсы. Химический состав гнейсов характеризуется анализами, приведенными в табл. 24.

Описываемая толща гнейсов, образовавшихся из глинистых и мергелистых осадков, была интенсивно дислоцирована, собрана в складки, инъецирована и мигматизирована серыми ингулецкими гранитами и их аплитами. Эти граниты встречаются в обнажениях около с. Кудашевки, а серые мигматиты этих гранитов наблюдаются в районе сс. Эристовки и Малой Софиевки.

Затем в связи с поперечными разломами ранее сформировавшейся субмеридиональной структуры толща гнейсов по р. Базавлуку была повторно интродуцирована розовыми пегматитами, являющимися сателлитами аплитовидных гранитов Демуриновского массива.

В связи с метасоматической деятельностью постмагматитовых растворов в толще гнейсов и мигматитов в ряде участков в районе с. Малой Софиевки и выше по реке наблюдаются проявления щелочного натрового и кальциевого силикатного метасоматоза, под влиянием которого образовались альбито-амфиболовые и цоизитовые породы.

В заключение следует отметить, что по р. Желтой в районе сс. Желтого и Братолюбовки среди складчатых синклинальных полос субмеридионального простирания, сложенных породами саксаганской серии, согласно залегают гнейсы, которые также следует отнести к саксаганской

Таблица 24

Химический состав гнейсов

Состав	Серые полосчатые гнейсы с. Чумаковки	Биотито-гранатовые гнейсы с. Владимировки, р. Базавлук	Биотитовые гнейсы р. Саксагани
SiO ₂	69,68	61,95	68,30
TiO ₂	0,26	0,57	0,24
Al ₂ O ₃	17,11	14,69	15,89
Fe ₂ O ₃	0,35	5,49	3,09
FeO	1,92	2,21	2,08
MnO	0,03	0,10	0,04
MgO	1,08	2,21	0,96
CaO	3,75	3,63	2,63
Na ₂ O	3,60	3,42	3,17
K ₂ O	1,36	1,99	2,16
P ₂ O ₅	0,13	0,13	—
SO ₃	0,09	0,12	—
П. п. п.	0,50	1,35	0,57
Влага	0,26	1,81	0,32
Сумма	100,12	99,67	99,45

серии. Они прослеживаются и в с. Анновке, между Западной и Восточной Анновскими полосами. Гнейсы здесь представлены биотито-плагиоклазовыми мелкозернистыми и тонкозернистыми разностями. По-видимому, они представляют верхнюю свиту саксаганской серии. Последняя, так же как и толща гнейсов, вначале была интродуцирована серыми ингулецкими гранитами, а затем в связи с поперечными дислокациями — красными аплитовидными гранитами.

Следует отметить, что среди описанных гнейсов и мигматитовых толщ имеются блоки разновозрастных пород: так, по определениям абсолютного возраста, свинцово-урано-ториевым методом граниты Бобринецкого массива в гнейсах Ингуло-Ингулецкого водораздела имеют возраст, синхроничный с возрастом пород саксаганской серии, ~ 1700 млн. лет, а граниты Кировоградского массива — 1900—2100 млн. лет.

Наряду с этим, часть гнейсов, развитых по р. Ингульцу, представляют собой породы, разновозрастные с породами верхней сланцевой свиты саксаганской серии.

Установлено также, что демуринские порфиновые граниты по р. Саксагани имеют возраст 2300—2800 млн. лет.

СЕРИЯ МЕТАБАЗИТОВ

Среди пород Украинского кристаллического массива metabазиты играют весьма существенную роль. Породы этой группы встречаются во многих районах. Наибольшего развития они достигают в средней и приазовской частях кристаллического массива. Значительным распространением они пользуются также на Побужье, Приднестровье и в Ровенской обл.

Метабазиты исследовались многими геологами: П. П. Пятницким (1898), В. Е. Тарасенко (1914), В. Н. Чирвинским (1939), Л. Г. Ткачуком (1940а, 1948), Н. П. Семененко (1949), И. С. Усенко (1948) и др., однако генезис этих пород все еще недостаточно изучен.

9*

Недостаточно изученным является также и стратиграфическое положение метабазитов. Тем не менее уже теперь ясно, что эти породы разновозрастны. Часть их (бугские, приазовские и др.) должна быть отнесена к наиболее древнему комплексу пород, другие, вероятно, являются более молодыми образованиями (Кривой Рог).

Ниже приводится характеристика пород метабазитовой серии по районам.

Метабазиты Саксаганско-Ингулецкого района. Метабазиты Саксаганско-Ингулецкого района вскрыты рр. Саксагань и Ингульцом. Они образуют полосу, согласно залегающую в основании пород саксаганской серии. Эта полоса вскрыта рядом правобережных балок и прослеживается по простиранию более чем на 35 км. Крайние юго-западные выходы ее встречены в безымянной балочке южной окраины пос. рудника им. Карла Либкнехта (по направлению к руднику им. Артема она выклинивается), северо-восточные — на территории рудника им. Первого Мая, где они вскрыты рядом буровых скважин и горных выработок.

Мощность метабазитовой полосы неодинакова. Наибольшей мощности (около 2 км) она достигает в районе балки Роковой; в районе балки Глееватой мощность ее уменьшается до 1100 м, в районе рудника им. Карла Либкнехта (крайние юго-западные выходы) она едва ли превышает 100 м.

Естественные выходы пород этой полосы наблюдаются в районе рудника им. Карла Либкнехта — по левому берегу балки Саксагани, у пос. Красный Горняк, в балках Каменистой и Волчьей, по р. Саксагань, в районе пос. Октябрьского рудника, в балке Глееватой, у нижней окраины с. Божедаровки и в районе балки Сербиновой.

Наиболее полно метабазитовая толща вскрыта в балке Глееватой. Здесь метабазиты характеризуются значительным разнообразием. В их состав входят как тонкозернистые, почти афанитовые, так и мелкозернистые разности, причем одни разновидности обладают миндалекаменной текстурой, другие — массивной, третьи, наоборот, — четко выраженной сланцеватой.

Метабазиты р. Саксагани густой сетью трещин рассеяны на полиэдрические отдельности; в ряде участков отдельность приближается к параллелепипедальной. Некоторые из трещин, главным образом северо-западного простирания (290°), представляют собой сбросы обычно с незначительной амплитудой перемещения (до 20 см); падение таких сбросов северо-восточное под углом $20-40^\circ$.

Отдельные полосы интенсивного рассланцевания мощностью до 1 м, по-видимому, имеют тектоническое происхождение. Простирание их более или менее выдержанное субмеридиональное, падение восточное под углом $20-30^\circ$.

Среди таких рассланцованных участков в ряде мест наблюдаются кварцевые и пегматитовые прожилки (балка Глееватая и другие выходы). Мощность этих прожилков незначительная (несколько сантиметров). Кварцевые прожилки иногда бывают турмалиноносными, пегматитовые — баритоносными.

Количество миндалинов в миндалекаменных разновидностях метабазитов колеблется в значительных пределах от 0 до 50% по объему; наиболее часто встречаются разновидности, содержащие 10—15% миндалинов. Форма миндалинов чаще чечевицеобразная, обычно они вытянуты параллельно сланцеватости. Размеры миндалинов изменяются от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике.

Метабазиты р. Ингульца подстилают кристаллические сланцы саксаганской серии. Обнажены они в восточном борту ингулецкой складки

и прослеживаются в виде полосы мощностью в несколько сот метров, простирающейся параллельно указанной складке почти до с. Ивановки. На поверхность они выходят в двух местах: на левом берегу р. Ингульца, против устья балки Тимашевой, и на правом берегу, ниже с. Александров Дар. Они встречены горными выработками и в западном борту ингулецкой складки.

На участке, расположенном против устья балки Тимашевой, метабазиты обнажаются на левом берегу р. Ингульца в виде полосы шириной до 30 м, прослеживающейся на протяжении до 100 м. Здесь они представлены мелкозернистой темно-серой разновидностью с заметной сланцеватостью, миндалины в них почти отсутствуют или наблюдаются в очень ограниченном количестве. Эти метабазиты рассеяны жилами кварца мощностью до 10—15 см. Здесь же наблюдаются незначительной мощности (до 5 см) жилки аплита, состоящие из кислого плагиоклаза, незначительного количества ортоклаза, кварца и шестоватых кристаллов роговой обманки.

Второй естественный выход расположен по р. Ингульцу, ниже с. Александров Дар, у самого изгиба реки. Здесь метабазиты обнажаются на протяжении 60—70 м. Представлены они двумя разновидностями: массивной мелкозернистой, занимающей верхнюю часть обнажения, и сланцеватой, располагающейся в его нижней части.

Массивная разновидность обладает почти черной окраской, по составу отвечает амфиболиту и обнажается в виде гребнеобразного выступа, возвышающегося до 3 м над уровнем реки. Простирание гребня северо-восточное (10—15°).

Сланцеватая разновидность представляет собой тонкозернистую породу, более выветрелую, чем предыдущая; направление сланцеватости северо-восточное (10°), падение юго-западное под углом 50°, иногда больше, т. е. пространственное расположение плоскостей сланцеватости в общем согласное с элементами залегания пород саксаганской серии.

Метабазиты Кривого Рога изучались многими исследователями. Первое упоминание о них мы находим у С. Конткевича (1880), который отнес их к сиенитам. Позже более подробно их изучал П. П. Пятницкий (1898). Метабазиты р. Саксагани им отнесены к лампрофирам диоритовой магмы — керсантитам; аналогичные породы р. Ингульца он рассматривал как диориты, залегающие в виде пластовых жил, т. е. и те и другие он считал более молодыми образованиями, чем породы саксаганской серии. Такого же мнения придерживался и В. Е. Тарасенко (1914), который относил их в случае наличия калиевого полевого шпата¹ к сиенито-диоритам, а в случае его отсутствия — к диоритам.

Довольно подробно эти породы изучались сотрудниками Геологического комитета. Метабазиты Кривого Рога ими отнесены к покровным метаморфизованным образованиям основной магмы и названы амфиболитами. Метабазиты Кривого Рога изучались также Н. П. Семененко (1937) и другими криворожскими геологами. Н. П. Семененко рассматривает эти породы как вулканогенные образования и также относит к покровным эффузивам, более древним, чем саксаганская серия кристаллических сланцев.

Наконец, эта группа пород подробно изучалась И. С. Усенко (1939), вскрывшим контакты их с гранитами и аркозами. По его данным метабазиты Кривого Рога следует рассматривать как покровные образования более юные, чем плагиоклазовые граниты и связанные с ними мигма-

¹ Калиевый полевой шпат в этих породах не обнаружен. По-видимому, за такой В. Е. Тарасенко были приняты зерна несдвойникового плагиоклаза.

титы, на которых они залегают, и более древние, чем саксаганская серия кристаллических сланцев, т. е. как породы, стратиграфически находящиеся между плагиоклазовыми гранитами и кристаллическими сланцами саксаганской серии.

Покровный характер метабазитовой толщи подтверждается также и переслаиванием мелкозернистых разновидностей с более крупнозернистыми, а также миндалекаменных с разновидностями без миндалин. Подобное переслаивание отчетливо наблюдается в разрезе балки Глееватой и может быть объяснено только пульсирующим излиянием магмы на дневную поверхность. Таким образом, прежние представления об интрузивном характере криворожской метабазитовой толщи не подтверждаются.

Метабазиты Базавлук-Чертомлыкско-Верховцевской зоны. Метабазиты описываемой зоны вскрыты по рр. Базавлук, Чертомлык, Соленая, Мокрая Сура, а также рядом выработок по разведочным линиям на Верховцевской магнитной аномалии.

Метабазиты р. Базавлук приурочены к среднему течению реки и к району с. Шолохово.

В среднем течении р. Базавлук метабазиты обнажаются между сс. Александровка и Малая Софиевка. Представлены они здесь толщей мощностью до 1 км, залегающей среди мигматитов. Эта толща имеет северо-восточное простирание (10—30°) и падает на юго-восток под углом 75—80°; она вскрыта на протяжении 10—12 км правобережными балками: Скелеватой, Попадиной, Калиновой, Крутой, Евсеевой и Халабудинской.

Среди метабазитов этого участка как в структурном, так и в текстурном отношении наблюдается значительное разнообразие. Степень зернистости у них разная — от мелко- до среднезернистых. Это то массивные, то в той или иной степени сланцеватые породы с различной окраской: почти черной, темно-зеленой или зеленой с желтоватым оттенком.

Значительным распространением в этом районе пользуются также граниты кировоградского комплекса, представленные крупнозернистой порфирированной и розовой среднезернистой аплитовидной фацией, прорывающей в ряде мест толщу метабазитов.

Среднебазавлукская полоса метабазитов зажата среди мигматитов, образовавшихся в результате гранитизации гнейсов, вызванной внедрением гранитной магмы, давшей древний комплекс гранитоидов.

Следующая область широкого распространения метабазитов в бассейне р. Базавлука приурочена к его нижнему течению (район с. Шолохова), к бассейнам рр. Соленой (левый приток р. Базавлука) и Базавлучка (правый приток р. Базавлука). Здесь метабазиты образуют мощную зону (до 3—4 км), сложенную полосами амфиболитов, мощность которых колеблется от нескольких десятков до 500 м. На этом участке полосы метабазитов залегают среди таких же мигматитов, как и в средней части р. Базавлука, что дает основание и возраст их считать таким же.

Метабазитовые полосы описываемой зоны имеют субширотное простирание и очень крутое падение (до 80°) на юг. Общая протяженность обнаженной части зоны около 6 км. На территории с. Шолохово обнажается западная часть этой зоны, восточная занимает нижнюю часть р. Соленой, прослеживаясь по этой реке на протяжении 3—4 км.

Амфиболиты района с. Шолохово инъецированы различной мощности жилами аплитовидных гранитов и аплитов и содержат пачки роговообманковых мигматитов, образовавшихся вследствие тонкой инъекции этих же гранитов в амфиболиты. Мощность пачек мигматитов обычно

колеблется в пределах 10—50 м и, как исключение, достигает 400 м (центральная часть с. Шолохово).

Севернее этой метабазитовой зоны по р. Базавлуку имеются еще три более или менее значительных выхода метабазитов.

Первый выход обнаружен на территории пос. Ивановки. Здесь амфиболиты залегают среди мигматитов в виде вытянутого тела, северо-западного простирания (310°) с падением на юго-запад под углом больше 50° ; мощность его достигает 700—800 м. Амфиболиты рассечены жилами аплитовидных гранитов и аплитов. Кроме того, в них встречаются согласно залегающие полосы роговообманковых мигматитов незначительной мощности.

Второй выход амфиболитов находится среди таких же биотитовых мигматитов в 1 км южнее первого, в излучине р. Базавлука между пос. Мариаполем и Шишковой. Простирание этой амфиболитовой толщи субширотное с падением на юг под углом до 60° ; мощность не ясна, но не менее 100 м; эта толща также рассекается жилами аплитов и аплитопегматитов.

Третий выход метабазитов встречен в тех же условиях несколько выше балки Глиняной, севернее пос. Мироновского на левом берегу р. Базавлука. Здесь амфиболиты образуют полосу мощностью до 500 м, простирания в северо-восточном направлении (45°); падение юго-восточное под углом 45° . По простиранию полоса разбита редкими жилами аплитов и пегматитов.

К югу от шолоховской зоны амфиболитов по р. Базавлуку обнажаются токовские среднезернистые розовые биотитовые граниты, слагающие массив шириной до 12 км, вытянутый в широтном направлении.

Приконтактовая часть гранитного массива содержит значительное количество ксенолитов метабазитов, представленных амфиболитами.

В бассейне р. Базавлука значительные выходы метабазитов имеются еще в средней части р. Базавлукча. Здесь метабазиты в виде полос мощностью до 100 м образуют такую же широтную зону распространения амфиболитов, как и в районе с. Шолохово. Эта зона, по-видимому, является западным продолжением шолоховской. Мощность ее около 3 км. Метабазиты, слагающие описываемую зону, залегают совершенно в таких же условиях, как в районе с. Шолохово, от которых они не отличаются и петрографически.

Большим развитием метабазиты пользуются также в верхней части р. Соленой. Метабазиты образуют здесь два блока. Один из них обнажен долиной р. Соленой, на участке между пос. Кирово и хут. Чумаки-Зима. Простирание его субмеридиональное, падение на восток под углом $75-80^\circ$, видимая мощность 1,5 км, протяженность около 6—8 км. Вторым блоком вскрыт в балке Каменеватой, простирание его также субмеридиональное с изгибом в северной части к северо-востоку, падение восточное и юго-восточное под углом до $75-80^\circ$.

Оба блока амфиболитов залегают среди мигматитов и рассечены преимущественно по простиранию жилами аплитовидных гранитов и аплитов различной, но в общем небольшой мощности.

Амфиболиты описываемого района в ряде мест переходят в тремолитовые и актинолитовые сланцы. Такие сланцы встречены в метабазитовой полосе, выступающей по правому склону р. Соленой, несколько выше пос. Кирово, а также в устье балки Глиняной, ниже пос. Кирово.

Аналогичные породы вскрыты р. Чертомлык выше железнодорожного моста. Представлены они здесь частью амфиболитами, частью актинолитовыми, хлорито-тальковыми, тремолито-хлорито-тальковыми сланцами и серпентинитами, относящимися уже к метаультрабазитам.

Первые обнажения метабазитов по р. Чертомлык встречены в устье балки Казарской, примерно на 1 км выше железнодорожного моста, последние примерно на 400 м ниже моста. В обнажениях нижней части метабазиты в ряде мест инъецированы аплитами. Простираение полосы субширотное, с отклонением в ту и другую сторону до 30° , падение северное под углом 75° . Эта же полоса вскрыта рядом скважин, пробуренных Украинским геологическим управлением. Общая мощность ее с учетом данных бурения, по-видимому, более 1 км.

Наконец, в средней части Украинского кристаллического массива метабазиты в виде мощной толщи обнаружены по р. Мокрая Сура, впадающей справа в р. Днепр, ниже г. Днепропетровска. Здесь в среднем течении реки, выше с. Ново-Николаевки, на правом берегу среди мигматитов обнажаются амфиболиты, прослеживающиеся вверх более чем на 3 км. Видимая мощность этой толщи не менее 300 м, простираение северо-западное ($300\text{--}310^\circ$), падение юго-западное под углом 70° .

Описываемые метабазиты рассекаются в ряде мест жилами аплитов и пегматитов; простираение жил северо-западное (320°), падение юго-западное под углом до 50° , мощность до 1 м.

В центральной части толщи метабазиты среднезернисты и, в отличие от периферических участков, лишены сланцеватости, текстура их однородная, массивная; переход их к мелкозернистым сланцеватым разностям — постепенный. На некоторых участках метабазиты характеризуются миндалекаменной текстурой.

По-видимому, эта толща, как предполагает Н. П. Семененко (1949), является частью полосы, обнажающейся по р. Соленой. Метабазиты р. Мокрой Суры петрографически ничем не отличаются от метабазитов р. Соленой — это те же различной зернистости и текстуры амфиболиты. Залегают они в совершенно аналогичных условиях.

Кроме описанной толщи, по р. Мокрой Суры наблюдаются еще два более или менее крупных выхода метабазитов. Один выход на правом берегу р. Мокрой Суры, на территории пос. Клевцово. Видимая мощность амфиболитов здесь 100 м, простираение северо-восточное, падение северо-западное под углом до 60° . Они залегают среди мигматитов и по простираению прослеживаются на несколько десятков метров. Амфиболиты здесь мелкозернистые, сильно рассланцованные.

Второй выход обнаружен также по р. Мокрой Суры, в 2 км ниже с. Аполлоновки. Амфиболиты обнажаются вдоль берега на протяжении 300 м. Простираение этой полосы амфиболитов северо-восточное ($70\text{--}80^\circ$), падение северо-западное под очень крутым углом. Такие же амфиболиты разрабатываются карьером на правом берегу реки, в 1 км ниже с. Аполлоновки.

Наконец, в описываемом районе вскрыта бурением мощная толща пород, относящихся к метабазитовой серии, в восточном борту складки Верховцевской магнитной аномалии. Простираение ее северо-западное (320°), падение юго-западное под углом около 80° ; мощность — от 2 км до 800 м; по простираению прослежена на 15 км. В состав метабазитовой толщи входят типичные амфиболиты и различные сланцы (амфиболовые, хлоритовые, хлорито-тальковые и др.). Среди них встречены серпентиниты, тальково-карбонатные породы и породы типа лиственитов.

В последнее время некоторыми скважинами обнаружены породы метабазитовой серии также и в западном борту складки Верховцевской аномалии. Однако положение их ввиду слабой изученности общей структуры пока еще неясно.

Метабазиты Орехово-Павлоградской и Запорожско-Конкской зон магнитных аномалий. В пределах Орехово-Павлоградской полосы маг-

нитных аномалий кристаллические породы на большой площади скрыты под значительной толщей третичных и четвертичных отложений. Сведения о метабазитах получены по данным скважин, пробуренных Украинским геологическим управлением.

Метабазиты встречены несколькими скважинами. На Ново-Павловском участке аномальной зоны метабазиты были вскрыты скважиной в интервале 103,6—133,5 м глубины. Представлены они здесь амфиболитами, залегающими между магнетито-карбонатными и пироксено-магнетитовыми кварцитами. Последние с глубиной сменяются гранато-силлиманитовыми и биотитовыми гнейсами. На этом же участке вскрыты серпентиниты с реликтами оливина. Скважина прошла по серпентинитам 85 м. Серпентиниты рассланцованы, угол падения плоскостей сланцеватости крутой (около 75°).

Скважиной, расположенной в 2 км к северу от упомянутого участка, встречены гранатовые амфиболиты. Выше амфиболитов наблюдались магнетито-пироксеновые и магнетито-амфиболовые породы.

В пределах Орехово-Павлоградской аномальной зоны метаультрабазиты встречены во многих скважинах на Славгородском и Васильковском участках, где они представлены серпентинитами с реликтами единичных зерен оливина и пироксена.

На Васильковском участке метаультрабазиты залегают в виде линзовидных довольно мощных полос, быстро выклинивающихся на глубине. Ширина этих полос не превышает 200 м. По простиранию только единичные полосы прослеживаются на расстоянии 1—1,5 км, а в преобладающих случаях их протяженность 300—400 м.

Залегают метаультрабазиты среди гнейсов и мигматитов согласно. На метаультрабазитах развита древняя кора выветривания мощностью 10—20 м и меньше; она представлена силицифицированными серпентинитами, охрами, нонтронитизированными серпентинитами, галлуазито-нонтронитовыми породами.

На Славгородском участке метаультрабазиты занимают площадь около 0,5 км². Здесь они представлены также серпентинитами, реже оливинсодержащими пироксенитами, частично серпентинизированными. Кора выветривания здесь характеризуется более выдержанной мощностью; в ряде скважин мощность ее превышает 50 м.

Работами Украинского геологического управления в 1952 г. в Орехово-Павлоградской аномальной полосе также были обнаружены ультрабазиты в районе г. Орехова Запорожской обл. Залегают они здесь среди амфиболовых и биотито-гранатовых гнейсов и мигматитов в виде небольших по мощности полос. Эти породы встречены южнее с. Ново-Павловки, западнее г. Орехова, а также севернее с. Преображенки.

Общее простирание всей кристаллической толщи в районе г. Орехов—с. Ново-Николаевка северо-восточное, падение (предположительно) северо-западное. На некоторых участках (от г. Орехова до с. Васиновки) простирание меняется на северо-западное.

В районе с. Терсянки скважинами Украинского геологического управления в 1952 г. вскрыты на небольших глубинах железистые роговики и железистые кварциты. Железистые (мартито-магнетитовые) тонкослойные роговики подстилаются амфиболовыми сланцами. Простирание в этом районе северо-восточное, падение, по-видимому, северо-западное под углом 75—80°.

Несколько более полно изучены метабазиты, вскрытые в Запорожско-Конкской магнитной аномалии. Согласно данным бурения, полоса метабазитов здесь залегают в северо-восточном борту синклинали складки. Предполагаемая мощность метабазитов этой полосы около

500 м; простирание их северо-восточное (75°), падение северо-западное под углом 80° ; по простиранию они прослеживаются примерно на 2 км.

По составу метабазиты Запорожско-Конкской магнитной аномалии отвечают метабазитам Орехово-Павлоградской аномалии. Здесь имеются типичные амфиболиты, переходящие, с одной стороны, в амфиболовые сланцы, в которых полевой шпат отсутствует полностью, с другой — в тальково-карбонатные породы, которые следует рассматривать как продукт метаморфизации гипербазитов.

Метабазиты рассматриваемой полосы перекрываются метаморфическими породами, представленными хлоритовыми и филлитовидными сланцами и различными роговиками, в том числе и железорудными¹. Книзу они сменяются комплексом древних мигматитов, среди которых присутствуют парагнейсы. Все эти породы пересекаются жилами розовых аплитовидных гранитов.

Таким образом, в пределах Запорожско-Конкской магнитной аномалии наблюдается такая же картина, как и в Орехово-Павлоградской. Метабазиты здесь лежат среди гнейсов и мигматитов.

Метабазиты и метаультрабазиты Западного Приазовья. Метабазиты в приазовской части Украинского кристаллического массива пользуются меньшим распространением, чем в средней его части, однако и здесь они местами образуют значительной мощности пластообразные тела, также переслаивающиеся с гнейсами и мигматитами.

Метабазиты развиты главным образом в западной и средней частях Приазовья. В восточной части они пользуются весьма ограниченным распространением и наблюдаются преимущественно в виде ксенолитов и незначительных по размерам полос.

Метабазиты в Западном Приазовье вскрыты р. Бердой и ее притоками: Кильтичей, Обиточной, Чокраком, Кайкулой и др. Здесь развиты полосы амфиболитов шириной от нескольких десятков метров до 100 м, изредка 200 м и более.

Амфиболиты Западного Приазовья, по-видимому, одновозрастны с амфиболитами Побужья и бассейна Гнилого и Горного Тикичей. В Приазовье они, вероятно, генетически связаны с ультрабазитами, которые залегают среди архейских гнейсов и являются более древними породами, чем породы первой кислой (гранодиоритовой) интрузии, в которых они наблюдаются в виде ксенолитов.

В Западном Приазовье мощные полосы амфиболитов обнаружены по р. Чокраку (правый приток р. Обиточной) ниже с. Елисеевки. Здесь амфиболитовая полоса шириной до 100 м залегают среди мигматитов. Простирание амфиболитов северо-западное (320°), падение северо-восточное под углом $75-80^\circ$. Примерно таких же размеров и в аналогичных условиях залегания полоса амфиболитов прослеживается по р. Чокраку на территории с. Долинского.

Полоса амфиболитов шириной около 100 м встречена также среди розовато-серых мигматитов в верховьях балки Камышеватой, левого притока р. Кильтичи. Простирание их северо-западное (310°), падение юго-западное под углом 75° . Такого же характера амфиболиты обнаружены в верховьях р. Кильтичи в районе бывшего хут. Ревын.

Ряд полос амфиболитов встречен по р. Берде. Самые крупные наблюдаются по р. Берде выше с. Осипенко. Одна из них шириной 50—70 м, обнаружена в мигматизированных гранодиоритах близ урочища Голубые Скалы (выше балки Засориной), вторая шириной свыше 100 м в левом склоне р. Берды, против с. Родионовки. Такого же размера

¹ Относящиеся к вышележащей Саксаганской серии пород. Прим. ред.

полосы амфиболитов встречены по р. Берде около впадения в нее левого притока р. Каратыша, у с. Захарьевки и несколько ниже Гуржиевого хутора. Кроме того, имеются крупные (шириной до 150 м) полосы амфиболитов в устье р. Берестовой, а также в балке Глодовой. Широкая полоса амфиболитов обнаружена по р. Берде между хут. Гуржиевым и Сачки. Простираение этих полос, кроме первых двух, северо-восточное с крутым падением пород на северо-запад. Аналогичные метабазиты известны по рр. Лозоватке, Юшанлы, Токмаку, Кайкуле и в других местах Приазовья.

Наряду с метабазитами, в Западном Приазовье большим распространением пользуются, по-видимому, генетически с ними связанные метаультрабазиты. Здесь эта группа пород в сравнении с другими районами Украинского массива пользуется наибольшим распространением.

Ультрабазиты в Западном Приазовье, как уже отмечалось, сконцентрированы главным образом по рр. Берде, Кильтичии и Обиточной. Возрастные соотношения между ультрабазитами и окружающими породами выявляются довольно четко. Ультрабазиты залегают среди гранитов либо в виде различного размера ксенолитов, либо в виде крупных отторженцев, которые могут рассматриваться как крупные ксенолиты. Реже ультрабазиты наблюдаются в виде интрузивных тел, залегающих внутри гнейсовой толщи.

Наиболее крупная полоса ультрабазитов вскрыта р. Бердой между сс. Осипенко—Родионовка. Ширина полосы свыше 100 м. По простиранию она прослеживается на 3,5—4 км, примерно от балки Засориной (несколько выше ее), впадающей слева в р. Берду (урочище Голубые Скалы), до балки Собачьей, правого ответвления р. Берды.

Состав пород этой полосы довольно разнообразен. Здесь, наряду с амфиболизированными перидотитами, значительную роль играют тальково-хлоритовые и амфиболовые сланцы, а также ортоамфиболиты.

Наблюдаемые соотношения между ультрабазитами и окружающими породами показывают, что из магматических пород этого района ультрабазиты и метабазиты являются наиболее древними. Так, например, в правом склоне р. Берды, против северной окраины с. Осипенко, в крутом изгибе реки встречена толща ортоамфиболитов мощностью 50—60 м, зажатая среди гибридных гранодиоритов. В этих ортоамфиболитах обнаружены довольно крупные (1 м в поперечнике) ксенолиты мелкозернистых биотитовых гнейсов. Несколько выше этого участка (1,5—2 км) по р. Берде, между балкой Засориной и фермой колхоза им. Ворошилова, в овраге обнаружен крупный ксенолит биотитовых гнейсов с дайкой ультрабазитов, залегающей в таких же гибридизированных гранодиоритах.

Такое соотношение между гнейсами, ультрабазитами и гранодиоритами дает возможность установить их возрастные отношения. Наиболее древними породами, несомненно, являются гнейсы и залегающие среди них ультрабазиты вместе с метабазитами. Гранодиориты явно образовались после ультрабазитов; это доказывается наличием в них ксенолитов как гнейсов, так и ультрабазитов и связанных с ними метабазитов (амфиболитов). Больше того, сами гранодиориты приобрели гибридный характер вследствие ассимиляции гнейсов и пород основной интрузии.

По р. Кильтичии ультрабазиты встречены в нескольких местах: в каменоломнях выше с. Андровки, в окрестностях с. Ново-Троицкого (северо-восточная окраина), на южной окраине с. Успенówki, в районе с. Андреевской и, наконец, ниже хут. Ревын, в правом склоне балки Водяной и в верховьях балки Камышеватой. Ультрабазиты в виде ксенолитов по р. Кильтичии встречаются и в других местах, в частности они встречены по р. Буртычии (левый приток р. Кильтичии) в районе хут. Сорюки.

Ультрабазиты, вскрытые каменоломнями в правом склоне р. Кильтичии, выше с. Андровки, зажаты в розовых гранитах в виде двух пластовых тел мощностью 0,7 и 1,5 м, прослеживающихся на протяжении свыше 30 м. Простираение их северо-западное (290°), падение юго-западное под углом до 80° .

Ультрабазиты представлены типичными тальково-хлоритовыми сланцами. Следов первичной структуры породы не сохранилось вследствие полной метаморфической переработки исходной магматической породы.

Ультрабазиты северо-восточной окраины с. Ново-Троицкого образуют более мощную полосу. Обнаружены они здесь И. Г. Сагайдаком (1937) в воронкообразной мелкой каменоломне. По описанию этого автора ультрабазиты представлены здесь амфиболовыми перидотитами, которые правильнее будет назвать амфиболизированными перидотитами.

На южной окраине с. Успеновки обнаружена полоса ультрабазитов, представленных хлорито-актинолитовыми породами, шириной 10 и длиной около 30 м, согласно залегающая среди серых полосчатых мигматитов на правом берегу р. Кильтичии. Простираение ультрабазитов $S3-320^\circ$.

Самым крупным районом распространения ультрабазитов по р. Кильтичии является район с. Андреевки. Ультрабазиты здесь слагают Зеленую гору, расположенную в правом склоне р. Кильтичии, против с. Андреевки. Залегают они в виде вытянутого тела субмеридионального простираения видимой мощностью до 150 м; по простираению оно прослеживается до 300 м. Относительная высота Зеленой горы более 100 м. Ультрабазиты обнажаются в верхней ее части в виде отдельных глыб размером до 1—1,5 м в поперечнике, сложенных более или менее свежей мелкозернистой темно-серой с зеленоватым оттенком породой, отвечающей по составу хлоритовому актинолититу.

Кроме того, обнажения ультрабазитов в районе с. Андреевки имеют еще несколько выходов. Один из них обнаружен возле пегматитовых разработок у подножья Зеленой горы. Мощность ультрабазитовой толщи здесь до 50 м. По простираению (субмеридиональному) она прослеживается примерно на 100 м; порода аналогична ультрабазитам, обнажающимся на горе Зеленой.

Необходимо также отметить полосу ультрабазитов, вскрытую овражом, идущим от Каменной Могилы (расположена рядом с Зеленой горой) к окраине с. Андреевки. Ширина этой полосы всего 8 м. По простираению (северо-северо-западное) она прослеживается на 30 м. Порода представлена амфиболизированными перидотитами, в которых амфибол принадлежит не актинолиту, а антофиллиту. Структура породы типичная спутанно-волокнистая. В районе с. Андреевки имеется еще ряд мелких выходов ультрабазитов, одни из которых представлены хлоритовыми актинолититами, другие — амфиболизированными перидотитами.

Заслуживает также упоминания толща ультрабазитов мощностью свыше 100 м, сложенная антофиллитовыми актинолититами и серпентинитами, обнаруженная на правом берегу р. Водяной (приток р. Кильтичии) ниже хут. Ревын. В окрестностях этого же хутора обнаружены ультрабазиты мощностью несколько десятков метров, представленные амфиболизированными пироксенитами. Залегают они согласно с мигматитами. Полоса прослеживается на протяжении до 60 м. Простираение субмеридиональное. Аналогичные породы образуют полосу шириной до 100 м в верхней части р. Камышевовой (левый приток р. Кильтичии).

Довольно большим распространением (не меньшим, чем по р. Кильтичии) ультрабазиты пользуются по р. Обиточной. Снизу вверх по реке

первый более или менее значительный выход ультрабазитов находится на левом берегу р. Обиточной, ниже устья р. Чокрака, против устья балки, в которой расположен хут. Крымка. Здесь ультрабазиты обнажаются среди гибридных пород типа гранодиоритов в виде приземистых скал почти у самой воды. Они образуют полосу до 30 м мощности, прослеживающуюся по простиранию (северо-западное) на протяжении до 80 м. Ультрабазиты представлены очень вязкой, темно-зеленой, почти черной породой; по минералогическому составу она отвечает крупнозернистым амфиболизированным перидотитам.

Второй значительный выход расположен на территории хут. Шевченко. Здесь на левом берегу р. Обиточной, в устье неглубокой балочки, по обоим ее склонам обнажаются крупнозернистые, однородные темно-серые, почти черные амфиболизированные перидотиты. Ширина полосы до 20 м, по простиранию (северо-западное) она прослеживается до 100 м. Вмещающие амфиболизированные перидотиты породы не определены, они здесь закрыты значительной толщей наносов.

В районе хут. Шевченко аналогичные породы встречены и на правом берегу реки. Ультрабазиты здесь представлены крупнозернистыми амфиболизированными перидотитами, залегающими среди мигматитов в виде полосы шириной до 20 м, прослеживающейся в северо-западном направлении на протяжении 120 м.

По р. Обиточной более или менее значительные выходы ультрабазитов обнаружены еще в двух местах. Один из них находится ниже устья р. Сосикулак (правый приток р. Обиточной) против северной части хут. Козы. Второй — выше устья р. Сосикулак, примерно на 1,5 км, около южной оконечности хут. Новоселы. Ультрабазиты первого выхода представляют собой полосу шириной от 2 до 20 м, залегающую среди мигматитов. По простиранию (северо-западное) они прослеживаются с перепадами на протяжении свыше 300 м. Состав ультрабазитов довольно разнообразен: в одних участках — это амфиболизированные перидотиты, в других — хлоритовые актинолититы, в третьих — тальково-хлоритовые актинолититы.

Второй выход ультрабазитов размером 70×100 м представлен крупнозернистыми разновидностями тремолито-актинолититов, содержащими в некоторых местах заметное количество полевого шпата. Этот выход вытянут в субмеридиональном направлении и по форме похож на крупный отторженец; в восточном контакте его залегают гибридные породы диоритового, частью габбро-диоритового состава.

В бассейне р. Обиточной ультрабазиты встречены также в ряде мест по р. Чокраку. Первый значительный выход обнаружен на территории с. Елисеевки, несколько выше сельсовета. Здесь в крутом правом склоне реки среди роговообманковых мигматитов обнажается крупнозернистая разновидность темно-зеленых хлоритовых актинолититов, мощностью 10 м. По простиранию (северо-западное) они прослеживаются на 25 м.

Несколько выходов ультрабазитов зафиксировано ниже с. Елисеевки, на территории пегматитовых разработок. Ультрабазиты здесь представлены частью горнблендитами, частью — амфиболизированными перидотитами. Простирание ультрабазитовых тел субмеридиональное, падение очень крутое на восток. Мелкие выходы аналогичных пород встречены также в районе сс. Елизаветовки, Долинского.

По р. Обиточной и ее притоку р. Чокраку имеются значительные выходы черных горнблендитов, состоящих из обыкновенной роговой обманки. Залегают они среди мигматитов в виде пластовых тел, мощность которых иногда достигает 30 м и больше. Такого размера тела с северо-западным простиранием наблюдаются, например, в правом

склоне р. Обиточной, против хут. Козы; менее мощные встречены по р. Чокраку, на территории пегматитовых разработок (Зеленая гора) и в участке с. Долинского.

Крупные выходы ультрабазитов обнаружены по р. Каратышу в верхней части балки Глубокой, ниже с. Петровки, в виде двух полос, залегающих среди роговообманковых мигматитов. Одна из них, первая от с. Петровки, шириной около 20 м, прослеживается в северо-западном направлении на протяжении около 50 м; вторая, шириной свыше 50 м, прослеживается по простиранию свыше 100 м. Ультрабазиты здесь представлены амфиболизированными пироксенитами.

Аналогичные породы встречены также по балкам Полковой и Вали-Тарама (р. Кальчик), где они образуют пластообразные тела в мигматитах. Представлены они здесь амфиболизированными гиперстенидами.

Наконец, ультрабазиты обнаружены по р. Шавкай (приток р. Корсака) в виде отторженца мощностью до 5 м, зажатого среди розовых мигматитов, обладающих северо-западным простиранием. Ультрабазиты представлены здесь сильно разрушенными пироксенитами. Такие же породы обнаружены в ряде незначительных выходов по рр. Сухой и Мокрой Конкам.

Здесь перечислены только более или менее значительные выходы ультрабазитов. Эти породы довольно часто наблюдаются также в виде мелких включений среди мигматитов и ксенолитов в гранитах.

Метабазиты и метаультрабазиты других районов Украинского кристаллического массива. Кроме описанных районов, метабазиты и ультрабазиты пользуются довольно широким развитием по рр. Горному и Гнилому Тикичам, Ю. Бугу, Случу и Днестру. Стратиграфическое положение этих пород в указанных районах несколько отличается от положения пород метабазитовой серии Кривого Рога.

Многочисленные наблюдения ряда исследователей (Ткачук, 1940а, 1948; Усенко, 1948 и др.) показывают, что образование этих пород предшествовало кислым интрузиям Украинского кристаллического массива первого цикла. Метабазиты нижеописанных районов древнее гранодиоритов Звенигородки и чарнокитовой серии Побужья.

В возрастном отношении они сходны с метабазитами и ультрабазитами Западного Приазовья, которые одновозрастны с парагнейсовой серией пород, но древнее гранитоидов первого интрузивного цикла, в состав которых они входят в виде ксенолитов.

Таким образом, метабазиты и ультрабазиты нижеописанных районов должны быть отнесены к более древним породам, чем метабазитовая серия Кривого Рога. Из магматических пород Украинского кристаллического массива они являются самыми древними. Их внедрение предшествовало образованию самых древних гранитоидов — гранодиоритов Кременчуга и Звенигородки и подольского чарнокитового комплекса.

Наиболее значительным развитием метабазиты пользуются в районе рр. Горного и Гнилого Тикичей. В районе г. Тального метабазиты слагают полосу мощностью свыше 100 м. Они же обнажаются западнее с. Белашки, восточнее с. Машуров, ниже с. Лащевого и на севере в окрестностях с. Бужанки. Такие же породы обнаружены между сс. Буки и Березовкой и в окрестностях сс. Черной Каменки, Иваньков и Тимошевки.

Метабазиты пользуются также довольно большим развитием и по периферии Уманского гранитного массива, главным образом среди мигматитов, где они наблюдаются в виде многочисленных различной мощности пачек и ксенолитов.

Особенно большим развитием среди мигматитов пользуются мета-базиты в районе г. Тального и сс. Глыбочека, Гордашевки, Черной Каменки и Березовки.

В заметных количествах они встречены также в периферических частях гранитного массива в районе Городецкого, Умани, Гереженовки, Гродзева, Аполянки и по балке Паланке.

Встречены они также в гранодиоритах и гранитах района Буки, Иванкова, Юрполя, Лашевого и Звенигородки.

Таким образом, в районе Горного и Гнилого Тикичей мета-базиты также древнее всех известных здесь магматических образований.

Ю. Ю. Юрк для этого района выделяет две генетические группы амфиболитов. Одни из них он относит к породам, образовавшимся путем метаморфизации осадочных образований. К этой группе, в частности, Ю. Ю. Юрк относит амфиболиты района сс. Иваньки и Тимошевки, образующие взаимопереходы (?) с амфиболовыми парагнейсами, что и дает ему основание относить их к парапородам.

В амфиболитах Звенигородского района был обнаружен ильменит, содержащий эмульсионную вкрапленность гематита, образовавшуюся в результате распада твердого раствора. Это дало повод Ю. Ю. Юрку относить их к ортопородам. К этой же группе пород он относит амфиболиты сс. Песчаного, Добрянки и г. Тального; они содержат реликты пироксена и пирротин в сростании с пентландитом.

На территории Украинского кристаллического массива мета-базиты в значительных количествах встречены еще в двух районах, а именно: по рр. Ю. Бугу и Случу в окрестностях с. Губкова.

На Побужье, согласно исследованиям Л. Г. Ткачука, мета-базиты представляют собой древние метаморфизованные магматические породы, залегающие в виде пластообразных тел среди мигматитов и ксенолитов в чарнокитах.

Особенно большим развитием пользуются амфиболиты в отрезке р. Ю. Буг между г. Гайвороном и с. Завальем, где они образуют такие же тела мощностью от 70 до 200 м, простирающиеся в северо-западном направлении 280—285°. Амфиболиты на этом участке залегают среди пород чарнокитового ряда.

Большое количество амфиболитовых тел различной мощности обнаружено в окрестностях с. Завалья. Мощность некоторых из них достигает 100 м. Простираение субширотное, падение крутое. Согласно исследованиям Л. Г. Ткачука (1940а), амфиболиты Побужья представляют собой интрузивные тела, залегающие среди пород гнейсового комплекса.

Побужские амфиболиты являются производными наиболее древних для этого района магматических пород. Их ксенолиты повсеместно встречаются среди чарнокитов.

С другой стороны, Л. Г. Ткачуком в амфиболитах обнаружены ксенолиты силлиманитовых гнейсов. Такие соотношения между указанными породами не оставляют сомнения в правильности отнесения амфиболитов к магматическим образованиям, причем к самым древним интрузивным породам этого района.

Магматический облик этих пород в известной степени подтверждается также наличием в них бластогаббровых структур, а также присутствием хрома и никеля.

Породы мета-базитовой серии — амфиболиты — в заметных массах встречены по р. Случу, на территории с. Губково.

Губковские амфиболиты и вмещающие их гнейсы, по данным Л. Г. Ткачука, прорваны серыми гранитами кировоградского комплекса.

В аналогичных условиях metabазиты обнаружены в юго-восточной части Приднестровья. Здесь они встречены по левым притокам р. Днестра — р. Лозовая (сс. Шендеровка, Гонтовка), р. Мурашка при впадении ее в р. Мурафу (с. Гуцуловка), р. Бушанка (с. Гумуляевка), р. Русавка (сс. Русава, Клембовка, Писаревка), р. Днестр (с. Пороги, в 3 км восточнее с. Ямполь). В этих пунктах амфиболиты зажаты в виде крупных ксенолитов в розовых аплитоидных гранитах. Простираание амфиболитов субширотное либо северо-восточное — обычно согласно со структурами течения в гранитах. Мощность пачек амфиболитов колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Амфиболиты Приднестровья также являются ортоамфиболитами. Это подтверждается реликтами габбровых структур, а также наличием в них реликтов оливина, пироксена и общим обликом породы. В Приднестровье они являются самыми древними магматическими породами. В этом отношении здесь наблюдается полная аналогия с metabазитами рр. Днестра, Горного и Гнилого Тикичей и Западного Приазовья.

* * *

Заканчивая рассмотрение metabазитовых и ультрабазитовых пород Украинского кристаллического массива, можно сделать следующие основные выводы.

1. Metабазиты среди пород массива играют существенную роль и представляют собой две самостоятельные возрастные группы.

2. Породы более древней metabазитовой серии — амфиболиты и различные метаультрабазиты (Приазовье, рр. Южный Буг, Днестр, Горный Тикич, Гнилой Тикич и др.) залегают среди пород древней гнейсовой толщи (в той или иной степени мигматизированной) в виде согласных пластообразных тел, которые, по-видимому, в одних случаях представляют собой интрузивные залежи и силлы, а в других — покровы древних эффузивов.

3. Базиты и ультрабазиты этой серии, переслаивающиеся с породами гнейсового комплекса и мигматитами, образуют вместе с последними складчатые структуры северо-западного простираания, в ряде случаев усложненные наложившейся на них более молодой складчатостью. Это дает основание считать, что внедрение и излияние ультраосновных и основных магм происходило до образования складок.

4. Переслаивание ультрабазитов и базитов этой серии с парагнейсами (часто мигматизированными) и явно проявляющийся в ряде случаев их эффузивный характер (наличие реликтов бластоидиабазовых структур) дает основание предполагать, что весь этот комплекс одновременно формировался в подвижной зоне и представляет собой осадочно-эффузивную формацию геосинклинального типа.

5. Второй — орогенный этап развития этой подвижной зоны характеризовался широким развитием магматических процессов, связанных с появлением в зоне складкообразования магматических масс кислого состава; последние вызвали интенсивную метаморфизацию пород осадочно-эффузивного комплекса с образованием различных гнейсов, мигматитов и описанных выше metabазитов и метаультрабазитов.

6. Образование второй возрастной группы metabазитов (Кривой Рог) связано с формированием саксаганской серии кристаллических сланцев, в основании которой залегает мощная толща metabазитов, а выше по разрезу — породы так называемого талькового горизонта, которые, по данным Ю. И. Половинкиной, являются продуктом метаморфизации эффузивных ультрабазитов.

7. Формирование саксаганской осадочной толщи (кристаллических парасланцев), по-видимому, также протекало в условиях подвижной зоны. Излияние базитовых и гипербазитовых магм, давших в процессе последующей метаморфизации породы метабазитовой серии, также происходило в доскладчатый период развития Саксаганской геосинклинали, так как последние принимают участие в формировании складок не северо-западного, а субмеридионального направления, чем в структурном отношении, и отличаются от метабазитов более древнего этапа формирования Украинского кристаллического массива.

8. Древняя метабазитовая серия большинством исследователей относится к архею (тетерево-бугская свита В. И. Луцицкого), более юные — к саксаганскому времени.

САКСАГАНСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СЕРИЯ

В пределах Украинского кристаллического массива широко распространены породы так называемой саксаганской или криворожской железорудной серии. Эти породы развиты в средней приднепровской части массива и слагают своеобразные субмеридиональные структуры, четко выделяющиеся среди других структур, образованных кристаллическими породами.

Наиболее полно породы железорудной серии представлены в собственно Саксаганской или Криворожской полосе, протягивающейся в меридиональном направлении через весь кристаллический массив, и к северу погружающейся в пределы Днепровско-Донецкой впадины; длина всей полосы превышает 220 км.

К саксаганской серии приурочены известные месторождения богатых железных руд криворожского типа, представленные в основном мартитом. Железистые породы саксаганской серии развиты и во многих других местах Украинского кристаллического массива. Поскольку эти породы всегда содержат магнетит, они хорошо выявляются магнитометрической съемкой.

Крупная магнитная аномалия известна в 100 км к юго-востоку от Кривого Рога, в Никопольском марганцевом районе; в пределах этой аномалии бурением были обнаружены породы саксаганской серии, которые образуют полосу кристаллических сланцев шириной 1 км, прослеживающуюся на протяжении более 20 км. Она получила название Чертомлыкской. К северу от этой полосы, в верховьях р. Базавлук, известен Верховцевский район магнитных аномалий общей площадью 90 км², также сложенный железисто-кремнистыми метаморфическими толщами.

К юго-востоку от г. Запорожья располагается магнитная аномалия по р. Конке длиной свыше 20 км. Пробуренные здесь скважины вскрыли породы саксаганской серии. Южнее находится Белозерская магнитная аномалия, также представленная осадочно-метаморфическими породами саксаганской серии.

Наконец, большая полоса магнитных аномалий субмеридионального простирания прослеживается от с. Ново-Павловки через г. Орехов на юге до г. Павлограда на севере. Общее протяжение этой полосы с юга на север 110 км. Восточнее, в пределах западной части Приазовского массива, многочисленны аномальные зоны и полосы установлены у высот Корсак-Могила, Куксунгур-Могила, Каменная Могила, Стульнево и др.

В 1945 г. геофизическими работами в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины была открыта крупная магнитная ано-

малия шириной до 5 км и длиной свыше 100 км. Эта аномалия вытянута почти меридионально по линии Корсунь-Шевченковский, Переяслав-Хмельницкий, Яготин, Чернигов.

Суммарная площадь всех магнитных аномалий Украины свыше 1000 км².

Происхождение железисто-кремнистых пород докембрия Украины, как и других районов Советского Союза, где известны эти образования, связывается с зеленокаменными вулканогенными толщами, которые большинством исследователей рассматриваются как источник железа и кремнезема для образования хемогенных железисто-кремнистых осадков.

Среди метаморфизованных железорудных формаций докембрия Украины широко развиты эффузивные породы, очень характерные для железорудных толщ Верховцевских и некоторых других магнитных аномалий. Осадочно-метаморфические железисто-кремнистые и слюдисто-сланцевые породы этих аномалий залегают среди амфиболитов, представляющих собой преимущественно метаморфизованные основные лавы и туфы; здесь встречены и толщи кислых эффузивов типа кварцевых кератофиров, превращенные в кварцево-серицитовые сланцы.

Отличаются от обычного разреза саксаганской серии Кривого Рога разрезы Конкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий. Здесь также железистые породы, залегающие на метабазах и представленные типичными осадочно-метаморфическими образованиями — железистыми роговиками, глинисто-филлитовыми и слюдистыми сланцами, перемежаются с сильно метаморфизованными эффузивно-туфогенными толщами.

В разрезе саксаганской серии в собственно Криворожском районе характерна перемежаемость осадочно-метаморфических железисто-кремнистых и алюмосиликатных сланцевых пород; к вулканогенным продуктам здесь относятся только породы талькового горизонта. В основании разреза всех районов залегают серии метабазитов.

Несмотря на различие в составе, железистые породы разных районов связаны общностью геологического строения, являющегося следствием развития в докембрии Саксаганской геосинклинали. Все полосы рассматриваемых пород расположены в центральной части кристаллического массива, имеют простирание, близкое к меридиональному, преобладающее крутое западное падение и опрокинутость складок к востоку.

Образование железисто-кремнистых пород тесно связано с начальной стадией развития геосинклинали, с процессом формирования вулканогенных толщ. Накопление масс железа происходило, по-видимому, в коллоидной форме в виде чередующихся железисто-кремнистых и железисто-глинистых осадков.

Эти представления о геосинклинальном характере железисто-кремнистых образований являются наиболее вероятными. Они дают возможность понять условия формирования их в связи с геосинклинальной вулканической деятельностью и объясняют некоторое литологическое различие железистых пород в разных частях одной складчатой системы.

Иная точка зрения на образование железистых пород в докембрии Украины была высказана в 1930 г. А. И. Милаем, который считал, что, наряду с железистыми кварцитами Кривого Рога, представляющими первично-осадочные образования, существуют и более древние железистые кварциты, образовавшиеся из амфиболитов в результате гидротермального метаморфизма. К этим наиболее древним образованиям

А. И. Милай отнес железистые кварциты Приазовья. В настоящее время некоторыми геологами эта точка зрения отстаивается и в отношении железистых пород района Верховцева, р. Конки и др.

Ниже дается характеристика пород саксаганской серии докембрия Украины по отдельным районам.

Криворожский железорудный район. Первые упоминания о Кривом Роге и его железных рудах принадлежат акад. Гиндельштедту (1774), В. Зуеву (1787) и П. С. Палласу (1793); наиболее крупные работы второй половины XIX столетия принадлежат Н. А. Барбот-де-Марни (1869а), С. Конткевичу (1880), Р. А. Прендель (1882), В. А. Домгер (1883), Н. А. Соколову (1896в), П. П. Пятницкому (1898), А. О. Михальскому (1908) и В. Е. Тарасенко (1914).

В период с 1917 по 1928 г. в печати появилось несколько работ по геологии Кривого Рога. Среди них наибольшее значение имеют труды П. П. Пятницкого (1924). К этому же времени относится ряд статей И. И. Танатара (1924). В 1932 г. вышла из печати крупная монографическая работа с геологической картой масштаба 1:21 000 коллектива геологов ЦНИГРИ под заглавием «Железорудные месторождения Кривого Рога».

Кроме перечисленных исследований, различным вопросам геологии, тектоники и петрографии Кривого Рога посвящены работы В. Е. Тарасенко (1925), Н. П. Семененко (1938, 1940б, 1946), С. П. Родионова (1932, 1939, 1940а, 1940б), Ю. Г. Гершойга (1937, 1940), П. М. Каниболоцкого (1946), Я. Н. Белевцева (1940а, 1940б, 1946, 1951) и др. Однако, несмотря на большое количество работ, посвященных Кривому Рогу, многие вопросы геологии месторождений и района остаются недостаточно изученными и дискуссионными.

* * *

Собственно Криворожский железорудный район относится к южной части основной Криворожско-Кременчугской полосы пород саксаганской серии и прослеживается от с. Николо-Козельска на юге до с. Желтого на севере на протяжении свыше 90 км, с небольшим перерывом восточнее с. Анновки. Перерыв этот отделяет собственно Криворожский район от района р. Желтой.

В пределах Криворожского района выделяется ряд полос железистых пород: Ингулецкая, Саксаганская, Восточно-Анновская, Западно-Анновская и Желторецкая.

Ингулецкая полоса шириной около 1,2 и длиной 35 км тянется от Николо-Козельска до северо-западной части г. Кривой Рог. В районе Кривого Рога ингулецкая синклиналильная полоса замыкается Тарапакалихмановским антиклиналом, который к востоку переходит в Криворожский синклинал.

Собственно Саксаганская полоса, являющаяся восточным крылом Криворожского синклинала, начинается в районе г. Кривой Рог и тянется до Первомайского рудника.

К северу от с. Веселые Терны, на протяжении 15 км прослеживается Восточно-Анновская полоса. Западнее Восточно-Анновской полосы на 10 км протягивается Западно-Анновская полоса шириной от 200 до 650 м, которая по данным геофизических работ прослеживается к северу от с. Зеленого. К востоку по р. Желтой, от балки Раздоры на юге до с. Желтого на севере, прослеживается Желторецкая синклиналильная полоса, представляющая собой изогнутую полосу сланцев длиной 28 км и шириной от 400 до 1600 м.

Далее к северу простирается так называемая Приднепровская или Правобережная полоса железистых пород, которая с небольшими перерывами тянется до Днепра. Здесь среди мигматитов и гнейсов выделяются отдельные чешуйчатые складки — полосы, сложенные породами саксаганской серии: Попельнястовская, Николаевская, Млынковская, Успенковская, Зеленовская, Иважовская, Ленинская, Каменно-Потоцкая и другие более мелкие. За Днепром начинается полоса Кременчугских магнитных аномалий.

Породы саксаганской серии относятся к древним образованиям земной коры. О их возрасте нет единого мнения. Одни исследователи считают их протерозойскими, другие — верхнеархейскими. Характер и последовательность отложений говорят о их накоплении в условиях неглубокого моря, чему предшествовали мощные покровные излияния основных лав, представленных теперь метабазитами.

Породы саксаганской серии залегают с перерывом и несогласно на более древних архейских образованиях, представленных различными гнейсами; последние сильно мигматизированы и прорваны интрузиями гранитов.

Стратиграфическая схема пород криворожского докембрия вырабатывалась многими исследователями на протяжении более 70 лет, но и до настоящего времени она еще мало обоснована.

По стратиграфической схеме, предложенной С. Конткевичем (1880) саксаганскую серию подстилают гранито-гнейсы; собственно саксаганская серия начинается аркозовыми песчаниками, выше которых залегают аспидные сланцы и филлиты, а еще выше — железистые кварциты. Глинистые сланцы верхней толщи С. Конткевич выделил в особый горизонт, несогласно залегающий на железистых кварцитах.

Существенные изменения в стратиграфию района внес П. П. Пятницкий (1898). В его схеме дается такая последовательность пород: гнейсы, аркозовые песчаники, аспидные сланцы, железистые кварциты первого горизонта, аспидные сланцы и железистые кварциты второго горизонта.

Более полная стратиграфическая схема Криворожского района была разработана геологами ЦНИГРИ при геологической съемке района в 1924—1932 гг. По этой схеме гнейсы, граниты и зеленокаменные породы отнесены к архею. Выше залегают породы саксаганской серии, разделенные на три отдела: нижний — аркозо-филлитовый, средний — железисто-роговиковый и верхний — глинисто-сланцевый; все три отдела залегают согласно.

В 1937 г. Ю. Г. Гершойг внес в схему ЦНИГРИ следующие изменения. В среднем отделе он выделил два железистых горизонта. Верхняя толща, по Ю. Г. Гершойгу, залегают несогласно на породах среднего отдела. Между железистыми породами среднего отдела и глинистыми сланцами верхнего он выделяет надрудную толщу.

В 1939 г. Н. П. Семененко, П. М. Каниболоцкий, Я. Н. Белевцев и др. разработали более детальную стратиграфическую схему для пород саксаганской серии. Авторы этой схемы подразделяют железистую толщу на несколько железистых горизонтов. Таких горизонтов, имеющих самостоятельное стратиграфическое значение, по Ингулецкой полосе выделяется три, по Саксаганской — семь. Эта схема получила наименование многопластовой.

Существенным недостатком всех стратиграфических схем Криворожского района (схемы П. П. Пятницкого, Н. И. Свитальского, Ю. Г. Гершойга и др.) является то, что они не отражают отношения осадочно-метаморфических пород к интрузиям. Между тем это обстоятельство

имеет чрезвычайно большое значение, так как с поздними кислыми интрузиями связываются процессы рудообразования.

В настоящее время по району Кривого Рога накопился большой фактический материал, обработка которого под руководством Н. П. Семеновко и Я. И. Белевцева позволила наметить стратиграфическую схему отложений (табл. 25).

В приведенной стратиграфической схеме, как и во всех предшествующих, породы саксаганской серии имеют трехчленное деление, но уже не на отделы, а на свиты: нижнюю (аркозовую), среднюю (железородную) и верхнюю (сланцеватую).

Породы нижней свиты залегают трансгрессивно на гнейсах, гранитах и амфиболитах. В состав пород этой свиты входят конгломераты, песчаники с прослоями кварцитов и филлиты. Конгломераты состоят преимущественно из крупной кварцевой гальки размером до 15 см в диаметре. Среди песчаников различают ряд разновидностей, наиболее часты аркозовые песчаники с кварцево-серицитовым цементом, реже встречаются кварцевые песчаники с кварцево-железистым цементом.

Филлиты представляют собой тонкозернистую сланцевую породу, состоящую из серицита, хлорита, тонкодисперсного графитового вещества и мелких зерен кварца. Второстепенные минералы — турмалин, циркон и рудные минералы. Местами филлиты представлены слюдяными сланцами с гранатом и ставролитом. Мощность пород нижней свиты 120—200 м.

Выше филлитов залегают тальковые, тальково-тремолитовые и тальково-хлоритовые сланцы, иногда переслаивающиеся с песчаниками, глинистыми сланцами и кварцитами.

Тальковые сланцы имеют весьма разнообразный состав. Обычно они представлены тонкочешуйчатым тальком лепидобластической структуры с большим или меньшим содержанием хлорита и карбоната. Карбонат в этих сланцах находится в виде порфиروبластов и представлен кальцитом, анкеритом, сидеритом, иногда магнезитом. Среди пород этого горизонта встречаются также серпентиниты.

В последнее время ряд авторов (Ю. И. Половинкина и др.) относят тальковые сланцы к метаморфизованным ультраосновным эффузивным породам. Мощность талькового горизонта колеблется в пределах от 10—20 до 100 м и более.

Выше на тальковых сланцах залегают кварцево-серицитовые, аспидные, кварцево-хлоритовые и хлоритово-карбонатные сланцы. Среди пород этого горизонта встречаются амфиболо-гранатовые и хлоритогранатовые сланцы, переслаивающиеся с магнетито-мартиновыми кварцевыми роговиками.

Следует отметить, что в Криворожском районе принято полосчатые железисто-кремнистые породы называть роговиками, в связи с их тонкозернистостью и яшмовидной роговиковой текстурами.

На других участках, где железисто-кремнистые породы подверглись более глубокому метаморфизму и приобрели крупнозернистую структуру, они называются железистыми кварцитами. Обычно в железистых кварцитах наряду с магнетитом и кварцем развиты роговая обманка и пироксен. Этими породами вместе с тальковыми сланцами начинается средняя свита саксаганской серии, относящаяся к первому железисто-сланцевому горизонту. По стратиграфической схеме ЦНИГРИ (1932) эти породы относились к Первому Саксаганскому и Червоно-Компанейскому пластам.

Таблица 25

Стратиграфическая схема докембрия Криворожского железорудного района

Серия	Свита	Индекс свиты	Подсвиты	Горизонт	Индекс горизонта	Литологический состав
1	2	3	4	5	6	7

Пегматиты, диабазовые дайки, граниты (днепровские и др.)

Саксаганская	Верхняя	Sk ₃		Сланцевый	Sk ₃ ²	Серицито-хлорито-кварцевые и биотито-хлорито-карбонатные сланцы. Кристаллические доломитизированные известняки
						Графито-серицито-кварцевые микросланцы. Графито-серицито-карбонатные породы
						Охристые, кварцево-серицитоглинистые, кварцево-серицитовые и кварцево-хлорито-серицитовые пестрые сланцы. Кристаллические известняки, кварциты, мраморы
				Кварцито-песчаный	Sk ₃ ¹	Светлые полосчатые кварциты. Песчаники и конгломераты. Хлоритовые, хлоритонидные, слюдяные, амфиболовые и охристые сланцы. Железные руды, хлорито-магнетитовые и гидрогематито-мартиновые руды
						Конгломераты с галькой железистых роговиков и джеспилитов. Песчаники, кварциты

Перерыв

Саксаганская	Средняя	Sk ₂	Верхняя	Седьмой	Sk ₇ ²	Мартиновые, хлорито-амфиболо-карбонато-магнетитовые и магнетито-карбонатные роговики
					Sk _{7c} ²	Хлорито-серицито-графититовые сланцы. Гидрогематитовые роговики, иногда с кристаллами мартиита
			Средняя	Шестой	Sk ₆ ²	Гематито-мартиновые и мартиновые роговики и джеспилиты. Гидрогематито-мартиновые роговики
					Sk _{6c} ²	Гидрогематитовые роговики с рассеянными кристаллами мартиита. Гидрогематитовые руды и сланцы

Продолжение табл. 25

Серия	Свита	Индекс свиты	Подсвиты	Горизонт	Индекс горизонта	Литологический состав	
1	2	3	4	5	6	7	
Саксаганская	Средняя	Sk ₂	Средняя	Пятый	Sk ₂ ⁵	Маритовые и гематито-маритовые джеспилиты, маритовые и гидрогематитовые роговики	
					Sk _{2c} ⁵	Глинистые ленточные гидрогематитовые и хлоритовые сланцы с прослоями безрудного роговика. Гидрогематитовые руды	
				Четвертый	Sk ₂ ⁴	Гидрогематито-маритовые, магнетито-карбонатные роговики с прослоями хлоритовых и гидрогематитовых сланцев. Магнетито-рогово-обманковые роговики	
					Sk _{2c} ⁴	Графито-кварцево-серицитовые и графито-биотито-кварцевые сланцы с прослоями безрудного роговика. Гидрогематитовые руды	
				Третий	Sk ₂ ³	Гидрогематито-маритовые роговики, переслаивающиеся со слоями кварцево-хлоритовых и кварцево-биотитовых сланцев	
					Sk _{2c} ³	Графито-кварцево-серицитовые и серицит-биотито-кварцевые сланцы	
				Нижняя	Второй	Sk ₂ ²	Гематито-магнетито-маритовые джеспилиты и роговики. Гидрогематито-марито-магнетитовые роговики
						Sk _{2c} ²	Кварцево-биотито-хлоритовые и углисто-серицитовые сланцы
					Первый	Sk ₂ ¹	Магнетито-маритовые и гематито-маритовые роговики и джеспилиты. Гидрогематито-маритовые роговики
						Sk _{2c} ¹	Кварцево-серицитовые, биотитовые и хлоритовые сланцы

Продолжение табл. 25

Серия	Свита	Индекс свиты	Подсвиты	Горизонт	Индекс горизонта	Литологический состав
1	2	3	4	5	6	7
Саксаганская	Средняя	Sk ₂		Тальково-песчаный	Sk ₂ ¹	Тальковые, хлорито-тальковые, актинолитово-тальковые и тальково-карбонатные сланцы. Песчаники и глинистые сланцы
				Филлитовый	Sk ₁ ³	Серицито-кварцевые и кварцево-серицито-хлоритовые филлиты. Слюдяно-гранатовые и слюдяно-ставролитовые сланцы
	Нижняя	Sk ₁		Аркозофиллитовый	Sk ₁ ²	Переслаивающиеся аркозовые песчаники и филлитовые сланцы
				Аркозовый	Sk ₁ ¹	Аркозовые песчаники, кварциты, конгломераты и слюдинопесчаные сланцы

Зеленокаменные породы (амфиболиты), мигматиты, саксаганские плагиоклазовые граниты и гнейсы

Железистые кварцевые роговики первого горизонта представлены широкополосчатыми разновидностями и состоят из пачек магнетито-мартитовых и гематито-мартитовых роговиков.

Второй железистый горизонт состоит из железистых кварцевых роговиков и содержит прослой хлоритовых, серицито-хлоритовых сланцев и безрудных кварцевых роговиков. Железистые кварциты этого горизонта представлены двумя типами: магнетито-мартитовыми с тонкополосчатой структурой и краснополосчатыми, состоящими из кварцевых и гематито-мартитовых прослоев, причем кварцевые прослой насыщены тонкодисперсным гематитом, отчего вся порода принимает вишнево-красный цвет.

Суммарная мощность второго железисто-сланцевого горизонта для центральной части бассейна достигает 30 м.

К третьему железистому горизонту относятся железистые кварцевые роговики так называемого нулевого пласта, расположенного между Первым и Вторым Саксаганскими пластами. Сланцы этого горизонта относятся к аспидным; они содержат прослой гидротематитовых кварцитов и биотито-хлоритовых сланцев. Мощность пород этого горизонта достигает 60 м.

Четвертый железистый горизонт сложен гематито-мартитовыми и магнетито-карбонатными кварцевыми роговиками, содержащими тонкие прослой хлоритовых сланцев. Сланцы этого горизонта представлены аспидными разновидностями с обильным графитовым пигментом. Среди аспидных сланцев встречаются и безрудные кварциты незначительной мощности, не выдержанные по простираанию. Средняя мощность пород четвертого горизонта достигает 135 м.

К пятому железистому горизонту относится толща железисто-слюдковых джеспилитов, содержащих прослой мартитовых и гидротематито-

мартитовых кварцитов. В этой толще выделяются четыре разновидности джеспилитов: синеполосчатые, краснополосчатые, красно-синеполосчатые и белополосчатые.

Среди мартитовых роговиков развиты порфиробласты крупных октаэдрических кристаллов мартита, что является характерным признаком пород пятого горизонта. Сланцевая толща сложена гидрогематитовыми и гидрогематито-хлоритовыми сланцами и кварцевыми роговиками с прослоями глинисто-хлоритовых и серицитовых сланцев. Сланцы эти обычно сильно изменены и местами превращены в гидрогематитовые руды, известные под названием красковых. Средняя мощность пятого горизонта 60 м. К этому горизонту приурочены наиболее крупные промышленные месторождения района, разрабатываемые крупнейшими шахтами, — от рудника им. Ленина на севере до рудника им. Дзержинского на юге.

К шестому железистому горизонту относится толща железистых кварцевых роговиков и сланцев средней мощностью свыше 200 м. Железистые породы этого горизонта представлены белополосчатыми и краснополосчатыми мартитовыми кварцевыми роговиками и джеспилитами.

Седьмой железистый горизонт представлен гидрогематито-мартитовыми, хлорито-амфиболо-магнетитовыми и мартитовыми кварцевыми роговиками, тонко- и крупнополосчатыми серого и темно-бурого цвета. Сланцы представлены хлоритовыми, серицито-хлоритовыми и гидрогематитовыми разностями, содержащими мелкие порфиробласты мартита. Среди сланцев наблюдаются прослои гидрогематитовых кварцевых роговиков. Средняя мощность пород седьмого горизонта свыше 90 м.

Средняя свита, сложенная перемежающимися железистыми и сланцевыми горизонтами, особенно отчетливо подразделена на три подсвиты в северной части Криворожской полосы.

Нижняя подсвита сложена первым и вторым железистыми и сланцевыми горизонтами. Первый и второй железистые горизонты местами сливаются в один горизонт, который по старой терминологии был известен как Первый Саксаганский пласт.

Средняя подсвита сложена третьим, четвертым, пятым и шестым железистыми сланцевыми горизонтами. Здесь четвертый, пятый и шестой железистые горизонты образуют одну сближенную толщу, разделенную маломощными прослоями красковых роговиков; по старой терминологии они назывались Вторым Саксаганским пластом.

Верхняя подсвита, сложенная нерасчлененной толщей железистых роговиков и сланцев и развитая между рудниками Фрунзе и Ленинским, относится к седьмому железистому горизонту.

Породы верхней свиты саксаганской серии залегают стратиграфически несогласно на породах средней свиты.

В основании верхней свиты лежат метаморфизованные терригенные породы, состоящие из конгломератов, песчаников, кварцитов и глинисто-карбонатных пестроокрашенных охристых сланцев. Галька конгломератов представлена большей частью кварцем и кварцитом с песчано-глинистым и глинистым цементом. Среди кварцитов наиболее распространены белые и сливные светло-серые полосчатые разности.

Выше залегает мощная сланцевая толща, в той или иной степени измененная гипергенными процессами. По минералогическому составу и степени изменения эту толщу можно расчленить на три группы пород: 1) кварцево-серицитовые сланцы, в которых преобладают сильно измененные охристые породы, кварцево-хлорито-серицитовые сланцы и пестрые аспидно-глинистые сланцы с тонкими прослоями кристаллических известняков; 2) углисто-графитовые сланцы темного цвета;

3) слюдисто-кварцевые сланцы, среди которых можно выделить серицито-хлоритовые, серицито-биотито-кварцевые и филлитовидные хлорито-биотитовые.

Среди пород сланцевой толщи встречаются кристаллические известняки, часто доломитизированные, содержащие много кварца, графита, амфибола и слюд. Мощность известняков достигает 70—200 м.

Суммарная мощность всех пород верхней свиты превышает 2000 м.

Приведенный состав пород саксаганской серии не выдерживается по простиранию всей полосы. Во многих ее частях в связи с контактовым метаморфизмом некоторые железистые кварцевые роговики и сланцы превращены в магнетито-куммингтонитовые, магнетито-амфиболо-гранатовые кварциты и сланцы с щелочными амфиболами и пироксенами. Особенно широко эти измененные породы развиты в северных частях полосы. Так, в Первомайском районе (с. Терны) породы средней свиты саксаганской серии, залегающие также на тальковых сланцах, сложены амфиболовыми, биотитовыми и гранато-хлоритовыми сланцами с магнетитом, гематитом и железистыми амфиболо-пироксеновыми роговиками, вмещающими залежи амфиболо-магнетитовых руд. Железистые кварциты и джеспилиты, не содержащие алюмосиликатов, имеют здесь подчиненное значение и очень ограничены в своем развитии.

Некоторые особенности в составе пород саксаганской серии наблюдаются и в Желтореченском районе. Породы нижней свиты состоят здесь из кварцитов и аркозовидных песчаников, переслаивающихся со слюдными сланцами, содержащими ставролит, андалузит и кварц. Выше залегают тальково-хлоритовые и тальково-актинолитовые сланцы средней свиты. В состав первого железистого горизонта здесь входят гранато-биотитовые и гранато-амфиболовые сланцы, перемежающиеся с прослоями безрудного кварцита, выше которых залегают магнетитомартитовые кварцевые роговики с прослоями хлорито-биотитовых и амфиболо-хлорито-гранатовых сланцев. Выше залегает второй железистый горизонт, представленный магнетитомартитовыми кварцитовыми роговиками, переслаивающимися с амфиболо-биотитовыми и гранато-хлоритовыми сланцами. Еще выше залегает третий железистый горизонт. Сложен он железо-слюдковыми и мартитовыми кварцитами и джеспилитами. Сланцевые прослои этого горизонта состоят из биотито-хлоритовых и куммингтонитовых сланцев, содержащих гранат. Четвертый железистый горизонт в желторецком разрезе сложен амфиболо-магнетитовыми и магнетито-эгириновыми кварцитами. Сланцевая часть этого горизонта представлена куммингтонито-гранатовыми и хлорито-гранатовыми сланцами.

Породы верхней свиты здесь также значительно метаморфизованы. Представлены они белыми кварцитами, а также амфиболо-биотитовыми и углисто-серицитовыми сланцами с прослоями светлых кварцитов.

В районе Правобережных магнитных аномалий, к северу от Желторецкой полосы, наблюдается резкое уменьшение мощности. Средняя свита, сложенная перемежающимися железисто-кремнистыми и алюмосиликатными породами, имеет здесь мощность 100—300 м. Здесь встречаются породы различных ступеней метаморфизма — от хлоритово-магнетитовых кварцевых роговиков до пироксено-магнетитовых кварцитов.

Глиноземисто-магнезиальные породы в Желторецкой полосе представлены хлорито-тальковыми и тальково-актинолитовыми породами, а на Зеленовском участке — пироксено-оливиновыми породами со шпинелью.

Стратиграфическое расчленение саксаганской серии Попельнастовского участка, по данным Н. И. Половко, представляется в следующем виде.

Нижняя свита сложена кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми филлитовидными сланцами, вскрытая мощность которых около 20 м. Над ними располагается 8-метровая пачка тальково-хлоритовых сланцев.

Средняя свита железорудной формации расчленяется на два горизонта. Первый — роговико-сланцевый горизонт характеризуется ритмически переслаивающимися железисто-силикатными безрудными роговиками со слюдяно-гранатовыми, хлоритовыми грюнеритовыми сланцами; общая мощность его 100—110 м. Второй — джеспилитовый горизонт мощностью около 60 м представлен тонкополосчатыми железослюдково-мартитовыми джеспилитами; к контакту джеспилитов с вышележащими белыми кварцитами приурочены основные рудные залежи месторождения.

Начало отложения осадков верхней свиты характеризуется резкой сменой фациальных условий осадконакопления: от типичных химических осадков, накопление которых большинство исследователей связывает с относительно глубокими участками морского дна, до прибрежных песчано-глинистых отложений. Непосредственно на джеспилитах залегают белые сливные, иногда грубополосчатые кварциты мощностью до 20 м, а над ними — кварцево-серицитовые, местами обогащенные углистым веществом сланцы, мощность которых колеблется от 0—1 до 30 м. Кварциты и сланцы часто замещают друг друга по простиранию, при этом мощность одних увеличивается за счет уменьшения мощности других.

Выше располагается 20-метровая пачка пород так называемого надрудного железистого горизонта, состоящая из переслаивающихся обохренных кварцево-серицитовых и кварцево-хлоритовых сланцев с сидерито-кварцево-мартитовыми роговиками и кварцитами. Местами прослой железистых роговиков, превращаются в сидерито-мартитовую руду.

Разрез железорудной формации заканчивается мощной толщей обохренных кварцево-серицито-хлоритовых («табачных») сланцев; полная мощность их неизвестна, вскрытая часть более 120 м.

Граниты, секущие и мигматизирующие породы нижнего и среднего отделов, распространены вдоль всего восточного края месторождения; пегматоидные отщепления гранитов известны также в толще сланцев верхнего отдела. Граниты гибридные, вопрос об их отнесении к известным магматическим комплексам остается открытым и требует дополнительных исследований. На Николаевском участке наблюдается инъекция жил серых гранитов в сланцы саксаганской серии.

Таким образом, можно считать установленным, что гранитоидные породы секут саксаганскую серию кристаллических сланцев. В связи с гранитами проявляются кварцевые, кварцево-сульфидные и кварцево-карбонатные жилы, также секущие породы саксаганской серии.

Наиболее молодыми кристаллическими породами района, относящимися к постсаксаганскому времени, являются диабазы, образующие дайки широтного простирания. Минералогический состав их: лабрадор, пироксен, оливин, роговая обманка, магнетит, хлорит, биотит и кальцит. Некоторые исследователи относят диабазовые дайки к палеозою.

Кременчугский железорудный район. Кременчугская магнитная аномалия и связанные с ней породы саксаганской серии начинается на левом берегу Днепра у хут. Базавлука и представляет собой сплошную полосу железистых пород длиной до 50 км, при изменяющейся ширине от 1,5 до 5,5 км. Общая площадь ее охватывает около 160 км². Затухает магнитная аномалия в районе сс. Юрки и Броварки Полтавской обл.

Породы саксаганской серии залегают здесь на гнейсах, мигматитах и гранодиоритах; они собраны в синклинальную складку с крутыми крыльями, вытянутую в меридиональном направлении. Комплекс пород саксаганской серии, как установлено в районе с. Галещино, прорван розовато-серыми и красными гранитами и жилами пегматитов и аплитов, а также дайками диабазов.

Складчатая зона кременчугских кристаллических сланцев саксаганской серии в значительной части сильно размыта. Сохранились лишь наиболее глубоко погруженные части узких, сжатых синклиналей. Наиболее полно они сохранились в пределах Галещинского участка и далее к северу от него.

Совершенно очевидно, что кристаллические сланцы Кременчугского района являются непосредственным продолжением криворожских. Оба района разобщены в результате глубокой эрозии складчатых структур. Кременчугский и Криворожский железорудные районы связаны общностью геологической истории, стратиграфии, тектоники и процессов рудообразования.

Стратиграфическая схема пород саксаганской серии для Кременчугского района, составленная по данным Кременчугской геолого-разведочной партии, проводившей работы под руководством М. Н. Доброхотова, представляется в следующем виде (табл. 26).

Состав пород Кременчугского железорудного района мало отличается от состава соответствующих пород Кривого Рога. Здесь на гранодиоритах и мигматитах залегают породы всех трех отделов или свит саксаганской серии. Так же как и в районе Кривого Рога, породы нижней свиты саксаганской серии представлены аркозовыми песчаниками и кварцитами с прослоями кварцево-биотитовых сланцев, филлитов и кварцитов. Песчаники и кварциты встречаются в виде различных разновидностей мелко- и крупнозернистых, существенно кварцевых пород с редкими зернами полевого шпата, магнетита, циркона, турмалина, хлорита и чешуйками мусковита.

Филлиты переслаиваются с песчано-кварцитовыми прослоями. Они представляют собой тонкосланцеватую породу, состоящую из мелкозернистого кварца, рассеянного в глинисто-серицито-хлоритовой массе.

В толще филлитов залегают кварцево-биотитовые сланцы и турмалиновые кварциты; последние представляют собой породу, состоящую из мелкозернистого кварца, турмалина и небольшого количества серицита, хлорита, биотита и магнетита. Турмалинизация здесь связана с воздействием гранитных эманаций.

В основании средней свиты залегают тальково-хлоритовые и актинолитовые сланцы, иногда с прослоями безрудных кварцитов, песчаники и глинистые сланцы, переходящие выше в гранато-биотитовые и кварцево-сланцевые сланцы. Минералогический состав сланцев: тальк, магнетит, сидерит, кальцит, хлорит и магнетит.

Толща породы средней свиты сложена железистыми кварцевыми роговиками, переслаивающимися со сланцами. Железистые кварцевые роговики представлены довольно выдержанными по простиранию тремя подсвитами железистых пород: магнетитовыми, мартито-магнетитовыми и железо-сланцево-магнетито-мартитовыми кварцевыми роговиками, переслаивающимися с тюрингитовыми и амфиболо-хлоритовыми сланцами, превращенными гипергенными процессами в гидрогематитовые (красковые) сланцы и гидрогематитовые руды.

Железистые кварцевые роговики состоят из прослоек кварца и рудного минерала. Наиболее распространены мартитовые и магнетитовые кварциты, менее распространены железослюдковые, залегающие в

Таблица 26

Стратиграфическая схема пород саксаганской серии Кременчугского железорудного района

Серия	Свиты	Подсвиты	Литологический состав	
Саксаганская			Диабазовые дайки, розовато-серые и красные граниты, аплиты и пегматиты	
	Верхняя		Серицито-глинистые, хлорито-биотитовые и графитовые сланцы, пестроокрашенные охристые сланцы с карбонатами Малорудные и безрудные железистые роговики	
			Надрудная толща, песчаники, кварциты и конгломераты	
	П е р е р ы в			
	Средняя	Верхняя железистая		Железистые роговики, железо-сланцевые мартитовые джеспилиты
				Серицито-кварцевые, кварцево-биотитовые и слюдисто-хлоритовые сланцы
		Средняя железистая		Магнетитовые железистые роговики (грубослоистые)
				Темнополосчатые мартито-магнетитовые джеспилиты
				Серицито-биотито-кварцевые сланцы, иногда с тонкими прослоями углисто-биотитовых сланцев (графитовых)
	Нижняя железистая		Малорудные амфиболо-магнетитовые железистые роговики	
		Железистые роговики с прослоями красковых хлорито-сидеритовых сланцев. Красковые гидрогематитовые руды		
Нижняя	Тальково-хлоритовая		Хлорито-гранатовые, биотито-гранатовые и кварцево-сланцевые сланцы	
			Хлорито-тальковые и талько-актинолитовые сланцы с прослоями безрудных роговиков, иногда песчаников и глинистых сланцев	
	Аркозо-филлитовая		Филлиты и аркозовые песчаники Конгломераты	
П е р е р ы в				

Зеленокаменные породы (амфиболиты)

Звенигородско-кременчугские гранодиориты, мигматиты, гнейсы

верхах средней свиты. Одной из разновидностей железистых пород являются джеспилиты, представляющие собой текстурную разность тонкополосчатых железистых кварцевых роговиков. Джеспилиты — наиболее богатые железом породы. Они содержат его от 35 до 45% и более. Железистые кварцевые роговики и джеспилиты отличаются однородностью химического состава; кроме кварца и рудных, они почти не содержат других минералов.

Наряду с вышеописанными железистыми кварцитами, среди пород средней свиты встречаются также амфиболо-хлоритовые железистые породы. Минералогический состав их: кварц, рудный минерал, куммингтонит, иногда щелочной амфибол, хлорит и карбонат. Текстура этих пород чаще всего грубополосчатая. Кварц является главным минералом этих пород, содержание его часто достигает 70%. Рудный минерал представлен главным образом магнетитом. Куммингтонит, образующий тонкие и короткие иглочки, располагается как в рудных, так и кварцевых прослойках.

Пласты железистых кварцевых роговиков чередуются с различными сланцами, главным образом хлорито-сидеритовыми, гидрогематитовыми, биотито-кварцевыми, амфиболо-гранатовыми, биотито-гранатовыми и кварцево-сланцевыми.

На восточном крыле Галещинской синклинали обнаружены богатые промышленные железные руды криворожского типа. Минералогический состав их: мартит, магнетит, гидрогематит, карбонаты, барит и кварц. Текстура руды полосчатая, структура реликтовая, говорящая об эпигенетическом происхождении рудных залежей за счет выщелачивания кварца из железистых кварцевых роговиков (джеспилитов).

Под микроскопом наблюдается, что мартит образует крупные, достигающие 1,5 мм в поперечнике зерна с угловатыми очертаниями; мелкие зерна мартита имеют более правильные кристаллические очертания, свойственные магнетиту.

Зерна мартита, как бы мелкие они не были, всюду содержат остатки магнетита. Неизменный магнетит встречается редко. Помимо реликтового очень мелкозернистого магнетита встречен также магнетит в виде отдельных октаэдрических кристаллов, в котором мартитизация проявляется лишь в начальной стадии — образованием мартитовых каемок вокруг зерен магнетита.

На месторождении также вскрыты так называемые красковые руды. Они состоят из гематита, гидрогематита, магнетита и тонкодисперсной железисто-охристой массы.

Породы верхней свиты саксаганской серии в Кременчугском районе, так же как и в Криворожском, залегают несогласно на породах средней свиты. Они представлены в нижней части песчано-глинистыми, карбонатно-охристыми серицито-глинисто-углистыми и биотито-хлоритовыми сланцами. В последнее время среди пород верхней свиты вскрыта мощная толща кристаллических доломитизированных известняков. В основании свиты местами встречаются конгломераты. Галька конгломерата представлена обычно округлыми обломками мелкозернистого кварцита с вкрапленностью рудного минерала.

Верхняя часть верхней свиты представлена различными сланцами, состоящими из мельчайших зерен кварца, глинистых минералов, графитового пигмента, серицита, хлорита, биотита, карбонатов и окислов железа. Структура сланцев бластопелитовая.

Кременчугская кристаллическая полоса представляет собой сохраняющуюся от размыва сложную, чешуйчатого строения складчатую зону. Складки являются изоклинальными. Они имеют меридиональное про-

стирание и крутое западное падение. Складчатость осложнена многочисленными надвигами и сбросами.

Полоса Верховцевских и Чертомлыкских аномалий. Примерно в 100 км восточнее Криворожско-Кременчугской складчатой зоны проходит вторая зона магнитных аномалий, отвечающая распространению саксаганской серии. Полоса эта прослеживается от р. Чертомлык на юге до ст. Верховцево на севере, с перерывом в средней части. На юге, в Никопольском районе, известна Чертомлыкская полоса аномалий; на севере железистые породы приурочены к группе Верховцевских магнитных аномалий.

Из всех магнитных аномалий Никопольского района наибольший интерес представляет центральная полоса, расположенная по р. Чертомлыку. Полоса пород этой аномалии, состоящая из сланцев магнетитовых кварцитов, роговиков и амфиболитов, прослеживается почти на 25 км, при ширине около 1,5 км. Она образует дугу, обращенную выпуклостью к юго-востоку.

Кристаллические породы перекрыты третичными и четвертичными отложениями и обнажаются лишь по долинам рек и балок. По р. Базавлуку встречаются многочисленные обнажения амфиболовых гнейсов, рассеченных многочисленными жилами гранитов. Значительная часть площади занята мигматитами, метабазами и различными гранитами. Граниты в свою очередь секутся жилами диабазов. Последние являются наиболее молодыми среди кристаллических пород района. Кристаллические породы района Чертомлыкских магнитных аномалий образуют синклиналиную складку с крутым юго-западным падением обоих крыльев.

Второй район наиболее крупных магнитных аномалий известен вблизи ст. Верховцево. Сюда относятся: Восточная и Западная Грановская, Тепловская и Мало-Тепловская, Алферовская, Красноярская, Домотканская и Кудашевская аномалии, суммарной площадью превышающей 90 км². Как показали геолого-разведочные работы, магнитные аномалии вызваны железистыми кварцитами, залегающими среди серии осадочно-эффузивных пород, представленных различными сланцами, апоспилитами, амфиболитами, кератофирами и метаморфизованными диабазами.

А. А. Макухиной здесь выделены следующие группы пород:

- 1) железистые породы — магнетитовые кварциты и роговики;
- 2) зеленые хлоритовые сланцы, апоспилиты и амфиболиты;
- 3) кварцевые апокератофиры, порфиры и альбититы;
- 4) серпентиниты и тальково-карбонатные породы;
- 5) филлитовые и кварцево-серицитовые сланцы.

По предложению Н. П. Семененко, здесь можно выделить следующие серии пород:

1) железисто-кремнистую-кератофиро-сланцевую серию, слагающую Тепловский и Западно-Грановский участки, и подстилающуюся свитой ультрабазитов и сланцев, в составе которой наблюдаются талько-магнетиниты, серпентиниты и сланцы;

2) собственно базавлукскую метабазитовую серию, сложенную амфиболитами, спилитами и зелеными сланцами, в составе которой выделяется железисто-кремнистая апоспилито-зеленокаменная свита, слагающая Восточно-Грановский, Малотепловский и Домотканский участки.

Первая толща сопоставляется с саксаганской серией, вторая, подстилающая ее, относится к метабазитовой серии, хотя стратиграфические соотношения и детальное расчленение этих двух толщ метамор-

фических пород еще изучено не в достаточной мере. Состав этих толщ показывает, что они представляют собой серию нормально-осадочных, значительно метаморфизованных пород, переслаивающихся с вулканогенными эффузивными (кислыми и основными) также метаморфизованными породами, слагающими западную часть полосы.

Большое распространение на площади всех указанных аномалий имеют амфиболиты и спилиты (в восточной части полосы). Они довольно разнообразны. Типичные амфиболиты представляют собой плотную крупнозернистую породу зеленовато-серого цвета. Структура этих пород обычно гранобластическая и порфиробластовая; текстура массивная или сланцеватая.

Среди амфиболитов, апоспилитов и зеленых метаморфических сланцев встречаются разновидности с преобладанием железа над магнием, с равными их отношениями и с преобладанием магния над железом.

Среди железисто-кремнистых пород наблюдаются следующие разновидности, в зависимости от степени метаморфизма пород: хлорито-сидерито-кварцевые и хлорито-магнетито-сидерито-кварцевые полосчатые роговики; актинолито-магнетитовые, грюнерито-магнетито-карбонатные и куммингтонито-кварцевые полосчатые роговики; магнетито-роговообманковые и магнетито-актинолито-роговообманковые кварцевые полосчатые роговики и кварциты; магнетито-куммингтонито-пироксеновые, магнетитороговообманково-пироксеновые и магнетито-гранато-пироксеновые полосчатые кварциты.

Содержание растворимого железа в кварцитах и роговиках колеблется от 25 до 36%.

Химический состав железисто-кремнистых пород Верховцевского района приведен в табл. 27.

Таблица 27

Химический состав железистых роговиков
(в весовых %)

№ анализа	1	2	3	4	5
Состав					
SiO ₂	48,94	37,14	41,58	40,06	46,82
TiO ₂	0,12	0,18	0,2	0,14	0,04
Al ₂ O ₃	Сл.	3,84	3,3	4,40	1,51
Fe ₂ O ₃	22,86	16,96	26,57	4,68	29,54
FeO	19,57	23,21	20,35	30,03	14,98
MnO	0,32	0,26	—	0,42	0,09
MgO	1,85	2,09	1,88	1,86	1,0
CaO	3,4	3,2	2,85	0,6	1,8
Na ₂ O	—	0,23	0,35	0,18	0,62
K ₂ O					
P ₂ O ₅	0,23	0,09	0,23	0,05	0,43
SO ₃	0,83	1,65	0,21	0,62	0,31
H ₂ O+	0,31	3,96	—	9,12	3,7
H ₂ O-	1,05	—	—	—	0,1
CO ₂	1,5	7,88	—	8,12	0,3
Сумма	101,98	100,69	97,52	100,28	101,24

1—рудные актинолито-магнетито-кварцевые роговики; 2—малорудные тюрингито-сидерито-магнетитовые роговики; 3—рудные куммингтонито-роговообманково-магнетито-кварцевые роговики; 4—нерудные тюрингито-сидерито-кварцевые роговики с магнетитом; 5—рудные роговообманково-магнетито-кварцевые роговики.

В рассматриваемом районе слои зеленых хлоритовых сланцев, обладающих сланцеватой текстурой переслаиваются со сланцами, имеющими лепидобластическую структуру. Минералогический состав зеленых сланцев: хлорит (местами до 95%), биотит, мелкие зерна кварца и отдельные зерна карбоната, альбита, магнетита, местами эпидота, актинолита.

Химический состав их: SiO_2 —32,60, TiO_2 —0,47, Al_2O_3 —17,35, Fe_2O_3 —2,45, FeO —11,78, MnO —0,07, MgO —23,81, CaO —0,18, Na_2O —0,31, K_2O —0,37, потери при прокаливании—11,06, сумма 100,45%.

Филлитовидные кварцево-серицито-хлоритовые сланцы обладают тонкочешуйчатой неяснослоистой текстурой и имеют такой минералогический состав: кварц 40%, хлорит 35%, серицит 20—40% и в незначительном количестве биотит, магнетит, турмалин.

Химический состав их: SiO_2 —63,32, TiO_2 —0,52; Al_2O_3 —17,15, Fe_2O_3 —1,03, FeO —8,05, MnO —0,09, MgO —2,82; CaO —0,28, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —2,59, CO_2 —0,03, потери при прокаливании—4,37, сумма—100,55%.

Кварцевые апокератофиры наблюдаются на Восточно-Грановском и Тепловском участках в виде реликтов, обнаруживающих метаморфические переходы в кварцево-серицитовые сланцы через очковые альбито-кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, напоминающие порфиroidы. Химический состав апокератофиров следующий: SiO_2 —68,66, Al_2O_3 —14,71, Fe_2O_3 —следы, FeO —1,87, MgO —3,72, CaO —1,54, Na_2O —5,52, K_2O —0,43, потери при прокаливании—3,54, сумма 99,99%.

Толщу филлитовидных кварцево-серицитовых сланцев и апокератофиров подстилают железисто-кремнистые породы Тепловского и Грановского участков; они сопоставляются Н. П. Семененко с средней свитой саксаганской серии Кривого Рога. Эта средняя свита подстилается толщей серпентинитов и талькомагнезитов, переслаивающихся со сланцами, которая сопоставляется с нижней свитой Кривого Рога; мощность ее достигает 1,5 км.

Среди пород нижней свиты встречаются серпентиниты; мощность отдельных прослоев достигает 25 м. Они представляют собой зеленовато-серую плотную породу и состоят в основном из антигорита с небольшим количеством тремолита, карбоната, талька и магнетита. Спектральным анализом в серпентинитах устанавливается наличие никеля, кобальта и хрома.

Химический состав серпентинитов следующий: SiO_2 —38,33; TiO_2 —0,19, Al_2O_3 —2,19, Fe_2O_3 —4,89, FeO —8,62, MnO —0,24, MgO —29,66; CaO —4,20, Na_2O —0,05, H_2O —0,04, потери при прокаливании—10,84, сумма—99,25%.

Серпентиниты подвергаются оталькованию и карбонатизации, в результате чего образуются тальково-магнезито-серпентиновые и тальково-магнезиальные породы.

Тальково-карбонатные (тальково-магнезитовые) породы в районе Верховцевских аномалий имеют следующий минералогический состав: тальк 40—50%, магнезит 30—40%, хлорит 5—10%, в подчиненном количестве встречаются кварц, магнетит и пирит.

Неполный химический анализ тальково-магнезита по скважине № 26 показывает следующие содержания (в %): SiO_2 —35,34, TiO_2 —2,16, Al_2O_3 —3,71, Fe_2O_3 —0,20, FeO —5,46, MgO —33,0, CaO —3,50.

Эта порода может быть использована в промышленности для получения талька и магнезита или для производства форстеритовых огнеупорных изделий.

Все породы рассматриваемого района, относимые к саксаганской и метабазитовой сериям, залегают среди мигматитов и слагают крутые

складки, представляющие корни сильно размытой сложной складчатой структуры. Эти породы секутся серыми плагиоклазовыми и розовыми микроклиновыми гранитами.

Общий характер структуры, линейные формы ее, преобладающее крутое западное падение пород, общая опрокинутость складок к востоку, петрографическое сходство пород Верховцевских аномалий с породами саксаганской серии — все это позволяет считать, что рассматриваемые структуры одновозрастны с криворожскими и принадлежат к одной обширной геосинклинали.

Такие представления об одновозрастности пород Верховцевских аномалий и пород Криворожского бассейна нам кажутся наиболее правильными. Некоторые особенности в петрографическом составе Верховцевского района могут быть объяснены различной вулканической деятельностью во внутренних частях саксаганской геосинклинали.

Существует и другая точка зрения, по которой железистые кварциты и сланцы, залегающие среди амфиболитов относятся к более древним образованиям, чем саксаганская и метабазитовая серии Кривого Рога.

Район Конкских магнитных аномалий¹. Далее к востоку, в расстоянии 130—140 км от Чертомлыкско-Верховцевской зоны известна третья зона магнитных аномалий и связанных с ними полос железистых пород. Сюда относятся: Запорожско-Конкские магнитные аномалии, расположенные в 20 км к юго-западу от г. Запорожья, в районе нижнего течения р. Конки и Белозерская аномалия в районе с. Большая Белозерка, к югу от р. Конки.

Наличие в этом районе железистых пород было установлено геофизическими работами еще в 1927 г. Проведенные позже в 1950—1954 гг. геолого-поисковые буровые работы подтвердили данные магнитной съемки и установили среди метаморфической толщи докембрия ряд полос магнетитовых кварцитов, по составу сходных с соответствующими породами Кривого Рога.

Рассматриваемые аномалии расположены в районе сс. Юльевки, Ново-Григорьевки, Веселянки и ст. Кирпотино. Здесь известны четыре главные аномальные полосы.

Первая полоса — Западная или Веселянская — начинается вблизи с. Веселянки. Она вытянута в северо-восточном направлении на протяжении около 8 км, при максимальной ширине до 2 км. В составе этой полосы принимают участие метаморфические породы, представленные магнетитовыми кварцитами, амфиболитами, кварцево-серицитовыми и хлоритовыми сланцами, серпентинитами и тальково-магнетитовыми породами. Все эти породы образуют узкую сложнопостроенную синклинальную складку северо-восточного простирания, с крутым (около 65°) падением пород на северо-запад.

Ядро складки выполняют амфиболо-хлорито-магнетитовые кварциты, переслаивающиеся с филлитовыми серицито-кварцевыми и хлоритовыми сланцами. Складка осложнена надвигом, идущим по восточному ее борту.

Следующая — Восточная или Промежуточная полоса имеет длину около 11 км и ширину до 1 км. Она начинается южнее с. Веселого. Здесь развиты малорудные железистые кварциты, иногда с карбонатом и безрудные амфиболовые кварциты, переслаивающиеся с кварцево-хлоритовыми сланцами и амфиболитами.

Третья, — так называемая Юльевская (Северная) полоса является продолжением Восточной, но смещена по отношению к ней немного

¹ Написана по материалам В. Д. Степанец.

к западу. Общая линия Северной полосы достигает 14 км при ширине до 1 км. К северо-западу от Северной полосы, в верховьях балки Большой Камышеватки, обнаружена еще одна — Кирпотинская полоса, прослеженная по простиранию на 8 км.

В составе Кирпотинской полосы принимают участие кристаллические слюдяно-ставролитовые сланцы, магнетито-куммингтонитовые и магнетито-куммингтонито-роговообманковые кварцевые полосчатые роговики и другие кристаллические сланцы. Эта полоса интродуцирована гранитами Мокро-Московского гранитного массива, обнажающегося к северо-западу по р. Мокрой Московке.

Схема геологического строения района Конкских аномалий рисуется в следующем виде.

В основании разреза залегают сильно измененные и рассланцованные амфиболиты, апоспилиты и зеленые хлоритовые сланцы. По аналогии с Кривым Рогом амфиболиты можно отнести к подстилающей метабазитовой серии. В них наблюдается свита с прослоями железисто-кремнистых пород.

Выше залегает толща пород саксаганской серии, представленная свитой филлитовидных серицито-кварцевых сланцев с большим количеством углистого пигмента и свитой железисто-кремнистых пород. Толща подстилается свитой тальково-магнезитовых и зеленых сланцев, которые по аналогии с Кривым Рогом можно отнести к нижней свите саксаганской серии.

Наиболее полно вскрыта толща на Веселянском участке, представленная хлоритовыми, внизу тальково-хлоритовыми, тальково-магнезитовыми и актинолитовыми сланцами, выше которых залегает толща алюмосиликатных сланцев со слоями железисто-кремнистых пород в верхней части разреза. Скважины не обнаружили здесь джеспилитов, пород весьма характерных для саксаганской серии Криворожского района. Не встречено также пород верхней свиты. Многими скважинами были встречены аплиты, жилы которых секут сланцы.

По данным разведочного бурения в Западной Веселянской полосе, обработанных В. Д. Степанец и Н. П. Семененко, стратиграфическая схема Веселянского участка Конкской магнитной аномалии может быть представлена в следующем виде (табл. 28).

В основании пород саксаганской серии, представленных метаморфическими сланцами, так же как и в районе Кривого Рога, залегают эффузивные породы, превращенные в зеленокаменные породы — зеленые сланцы апоспилиты и амфиболиты.

Саксаганская серия Западной Веселянской полосы представлена двумя свитами — нижней и средней. Средняя свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную преимущественно филлитами и верхнюю, представленную железорудной толщей.

Нижняя свита образована талько-магнезитовыми и зелеными сланцами. Выше идет первая пачка филлитов нижней подсвиты средней свиты, представленная глинисто-серицитовыми и хлорито-биотито-гранатовыми сланцами. В этих сланцевых породах наблюдаются покровы порфиритов и кератофилов, измененных позднейшими процессами. На порфиритах залегают филлитовидные ороговиканые и альбитизированные хлоритовые и хлорито-биотитовые сланцы, принадлежащие ко второй пачке филлитов.

Выше начинаются породы верхней подсвиты средней свиты саксаганской серии. Здесь они представлены двумя пачками железистых пород. Первая железистая пачка сложена амфиболо-хлоритовыми сланцами, переслаивающимися с малорудными магнетито-хлорито-карбонатными

Стратиграфическая схема Веселянского участка Конкской магнитной аномалии

Серия	Свита	Под-свита	Пачки	Наименование пород
1	2	3	4	5
Граниты, аплиты и пегматиты				
Саксаганская (Верхне-Конкская железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая)	Средняя	Верхняя	II железистая пачка	Полосчатые магнетито-карбонато-амфиболовые роговики
			II сланцевая пачка	Сланцы хлоритовые и хлорито-биотитовые
			I Железистая пачка	Маложелезистые слабо полосчатые кварцево-магнетитовые роговики с грюнеритом, карбонатом, хлоритом и биотитом а) сланцы хлоритовые, переслаивающиеся с безрудными и малорудными карбонатно-кварцевыми магнетито-хлоритовыми роговиками б) амфиболо-магнетито-кварцевые и гранато-биотито-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с безрудными кварцевыми роговиками
		Нижняя	I сланцевая пачка	Сланцы хлоритовые и хлорито-биотитовые
			II сланцевая пачка	Филлитовидные хлоритовые и хлорито-биотитовые сланцы. Ороговикованные альбитизированные хлоритовые и биотито-хлоритовые сланцы. Эффузивы (порфирит)
			I пачка филлитов	Сланцы филлитовидные хлоритовые и гранато-биотито-хлоритовые Глинисто-серицитовые филлиты, местами микрогнейсы и кератофиры
	Нижняя	Магнетито-тальковая	Магнетито-тальковые, хлоритовые сланцы и серпентиниты	
	Метабазитовая серия	Верхняя		Амфиболиты, спилиты и зеленые сланцы
		Средняя		Железисто-кремнистые породы, зеленые сланцы и кварциты
		Нижняя		Спилиты и амфиболиты

роговиками и амфиболо-магнетито-гранатовыми сланцами, которые подстилают полосчатые амфиболо-магнетитовые роговики.

Вторую железистую пачку образуют хлорито-биотитовые сланцы и полосчатые амфиболо-магнетитовые роговики. Эти роговики содержат (в %): FeO — 26,15; Fe₂O₃ — 25,95 и SiO₂ — 39,95.

Химический состав железисто-кремнистых пород района Конкских аномалий представлен в табл. 29.

Таблица 29

Химический состав железисто-кремнистых пород

Состав	1	2	3	4	5
	весовые %	весовые %	весовые %	весовые %	весовые %
SiO ₂	35,95	42,44	44,22	47,30	60,34
TiO ₂	0,02	0,28	0,10	0,27	0,17
Al ₂ O ₃	1,04	2,50	2,67	6,31	7,18
Fe ₂ O ₃	25,92	21,57	20,18	15,67	6,26
FeO	26,15	22,43	25,56	21,69	16,08
MnO	0,48	0,17	0,18	0,28	0,21
MgO	1,13	1,79	2,39	1,69	2,41
CaO	0,56	2,00	1,60	3,50	3,36
Na ₂ O	0,04	—	0,20	0,39	0,56
K ₂ O	0,05	0,17	0,13	0,47	0,82
P ₂ O ₅	—	0,21	0,13	—	—
SO ₃	—	0,68	1,34	0,66	—
CO ₂	—	1,14	—	—	—
H ₂ O—	0,04	0,81	0,05	0,14	0,11
П. п. п.	9,01	1,78	1,36	1,58	2,16
С у м м а	100,40	100,53	100,54	99,95	99,69

1—рудные сидерито-хлорито-магнетито-кварцевые роговики; 2—малорудные магнетито-роговообманково-грюнеритовые кварциты; 3—малорудные магнетито-роговообманково-кварцево-грюнеритовые роговики; 4—малорудные магнетито-куммингтонито-роговообманковые роговики; 5—нерудные магнетито-куммингтонито-роговообманковые роговики.

Все вышеуказанные породы саксаганской серии секутся розово-серыми аплитовидными гранитами и гранитами Мокро-Московского массива.

Общий характер геологического строения и петрографический состав пород Веселянской и Кирпотинской полосы близки к породам саксаганской серии Кривого Рога.

В отличие от Кирпотинской и Веселянской полос породы Юльвской и Промежуточной полос сложены серией метабазитов, среди которых, наряду с апоспилитами, амфиболитами, зелеными сланцами имеются железисто-кремнистые породы.

Из изложенного видно, что в составе пород района Конкских магнитных аномалий принимают участие наряду с хемогенными железисто-кремнистыми образованиями также терригенные и вулканогенные.

Район Конкских аномалий образует систему складок, имеющую в общем субмеридиональное простирание. Южным продолжением этой зоны является район Белозерской магнитной аномалии, где скважинами также вскрыты полосчатые железисто-кремнистые породы саксаганской и метабазитовой серий. Можно думать, что конкская складчатая зона кристаллических сланцев вместе с криворожскими первоначально состав-

ляли одну обширную складчатую систему, в которой сланцы р. Конки в структурном отношении являются остатками размытой синклинали.

Район Орехово-Павлоградских магнитных аномалий. В 1929 г. была обнаружена крупная магнитная аномалия вблизи г. Орехово. Аномалия прослеживается от сс. Андреевки, Ново-Павловки и Васиновки до верховьев балки Берестовой. Еще далее к северу полоса аномалий проходит по долинам рр. Терсы и Волчьей и прослеживается несколько далее г. Павлограда в виде двух параллельных полос меридионального простирания. Необходимо также отметить располагающуюся далее к западу крупную магнитную аномалию в районе с. Гуляй-Поле.

Геолого-разведочные работы проводились на двух участках магнитных аномалий близ сс. Ново-Павловка и Жеребец. В последнее время поисковые буровые скважины пробурены на многих участках Орехово-Павлоградской аномальной полосы.

Ново-Павловская магнитная аномалия вытянута в северо-восточном направлении на протяжении около 9 км. Выходов коренных пород на участке аномалии не имеется. Магнитная полоса с. Жеребец имеет протяжение более 20 км и ширину около 1 км. Пробуренные на этих участках скважины вскрыли биотитовые гнейсы и полосчатые железистые кварциты, переслаивающиеся с амфиболо-пироксеновыми сланцами и амфиболитами.

Железистые кварциты представляют собой зеленовато-серые плотные мелкозернистые породы, иногда тонкополосчатые, но нередко и массивные. Кварциты разбиты тонкими трещинами кливажа, которые часто заполнены карбонатом. По характеру и количеству минералов среди кварцитов выделяются амфиболо-магнетитовые, пироксено-магнетитовые, магнетито-карбонатные и гранатово-магнетитовые разности.

Основной особенностью железистых кварцитов Ореховского района является послынное чередование кварцевых и рудных слоев, разделенных небольшой каемкой алюмосиликатов, причем эти минералы присутствуют как в кварцевых, так и рудных слоях.

Реже встречаются кварциты, лишенные алюмосиликатов. Из темноцветных алюмосиликатов в кварцитах присутствуют пироксены (гиперстен и диаллаг), амфиболы (роговая обманка, кумингтонит, актинолит и тремолит), биотит, гранаты, турмалин и редко хлорит. Структура железистых кварцитов — роговиковая, мостовидная или гранобластическая. Рудный минерал кварцитов представлен магнетитом.

Качество железистых кварцитов характеризуется данными табл. 30.

Таблица 30
Химический состав кварцитов Ново-Павловской полосы

Скв. № 3 глубина в м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO ₃	MnO	CaO	MgO	P	S	Сумма
108,0	41,20	7,20	22,58	28,00	—	—	—	0,043	—	99,02
118,0	45,98	3,86	26,07	21,80	—	1,41	—	0,035	—	99,16
129,8	52,08	7,51	26,53	9,87	—	3,07	2,09	0,040	—	101,19
133,30	47,20	7,62	24,44	13,92	0,22	4,56	1,43	0,015	0,137	99,53
137,98	55,52	6,82	20,48	13,75	0,24	2,03	1,35	0,026	0,052	100,26
156,49	57,19	2,23	26,24	14,11	—	—	—	0,037	0,082	99,89
183,69	48,00	5,36	32,03	11,42	0,20	1,12	1,59	0,007	0,274	100,03

Железистые кварциты Орехово-Павлоградской полосы по петрографическому и химическому составу значительно отличается от железистых кварцитов других районов распространения пород саксаганской серии. Орехово-Павлоградские железистые кварциты характеризуются высокой степенью раскristализации вещества, относительной крупностью зерен как кварцевых, так и силикатных минералов, наличием в них массивных или полосчатых текстур и преобладанием гранобластических структур. Все это указывает на большую степень метаморфизации железисто-кремнистых осадков. Чередование железистых кварцитов с амфиболитами и амфиболовыми сланцами указывает на эффузивно-осадочный характер образования первичных пород.

Некоторые исследователи докембрия Украины считают железистые породы восточных магнитных аномалий более древними, чем железистые породы Кривого Рога. Так, Д. Н. Соболев (1936) относит ореховскую железисто-роговиковую толщу вместе с железистыми кварцитами Приазовья к так называемому днепровскому диастрофизму архея, который он параллелизует с нижним гуроном Северной Америки.

Однако железистые кварциты Орехово-Павлоградской и Запорожско-Конкской полосы, а также железистые кварциты Приазовья имеют много общего с аналогичными породами саксаганской серии Кривого Рога: близость их минералого-петрографического состава, сходство геологических структур и общность происхождения вулканогенно-осадочных пород, образовавшихся, по-видимому, в сходных условиях, особенно если учесть, что в последнее время в Гуляй-Польской аномалии вскрыта сравнительно слабо метаморфизованная железисто-кремнистая сланцевая толща филлитов и железистых роговиков.

В Орехово-Павлоградском районе Г. В. Жуковым выделяются: железисто-кремнистая гнейсовая толща, сопоставляемая с саксаганской серией, и железисто-кремнисто-метабазитовая толща, которую можно сопоставить с метабазитовой серией.

Железородный комплекс западного Приазовья. На западе приазовской части кристаллического массива в ряде пунктов известны выходы железистых кварцитов. Наиболее значительными участками развития железистых пород являются возвышенности: Каменная Могила, Куксунгур и Корсак-Могила. Все три участка расположены на небольшом расстоянии друг от друга, в верховьях р. Корсак и ее правого притока р. Шавкая.

По вопросам стратиграфии и генезиса железистых пород Приазовья у разных исследователей сложились различные взгляды. Так, например, А. И. Милай (1937) и И. Г. Сагайдак (1937) высказали предположение, что железистые кварциты являются продуктом глубокого метаморфизма основных эффузивных пород нижнего архея. Б. С. Дуброва (1929), В. И. Лучицкий (1939б) и В. Г. Кривенко считали их аналогами тетерево-бугской свиты. Другие исследователи — Г. Я. Романовский (1882), П. П. Пятницкий (1898), С. П. Родионов (1946б) отмечают сходство разреза железистых пород Приазовья с криворожским комплексом и считают их разновозрастными образованиями. В 1951 и 1952 гг. эти последние предположения подтвердились работами Г. В. Жукова, И. М. Бовт, В. П. Кривуши и Т. Г. Ужвы.

Для района железородных месторождений Западного Приазовья намечается следующая стратиграфическая схема (табл. 31).

В западной части Приазовского массива наиболее широко распространены мигматиты серых гранитов. Эти породы как бы образуют основной геологический фон района, среди которого другие докембрийские образования встречаются в виде отдельных разобщенных пятен. Эти

Таблица 31

Стратиграфическая схема саксаганской серии Западного Приазовья

Серия	Свиты	Горизонт	Наименование пород
			Порфириовидные розовые биотитовые граниты
			Серые граниты и аплиты
Саксаганская	Верхняя	Sk ₃ ²	Графитовые сланцы
		Sk ₃ ¹	Доломитовые мраморы
	Средняя	Sk ₂ ²	Железистые магнетитовые кварциты с амфиболом и пироксеном
		Sk ₂ ¹	Маложелезистые магнетитовые кварциты
	Нижняя	Sk ₁ ¹	Безрудные кварциты
	Метабазитовая		
Мигматиты, полимигматиты			
Биотитовые гнейсы			
Амфиболо-пироксеновые гнейсы			

пятна представлены главным образом розовыми гранитами и железистыми кварцитами. Первые образуют по отношению к мигматитам секущие тела, окруженные ореолами полимигматитов. Что же касается железистых пород, то они представляют собой корни синклинальных складок, частично уничтоженных интрузией серых гранитов. Складчатость в железистых кварцитах нередко имеет изоклиальный характер.

Среди мигматитов часто встречаются небольшие обломки и пачки пород, не затронутых мигматизацией. Они представлены главным образом биотитовыми гнейсами, а также амфиболитами, серпентинитами и актинолитовыми сланцами.

Таким образом, наиболее древняя свита района, реликты которой наблюдаются среди мигматитов, очевидно ранее представляла собой толщу глинистых осадков и покровов эффузивных пород. Эти образования по своему характеру очень напоминают свиту зеленокаменных пород Кривого Рога (серии метабазитов) и, возможно, являются их аналогами.

На гнейсах и метабазитах лежит железорудная серия. Полного разреза ее ни на одном из месторождений Приазовья получить не удалось, но все же она довольно четко делится на три свиты, которые хорошо параллелизуются с аналогичными свитами саксаганской серии.

Нижняя свита представлена безрудными кварцитами. Макроскопически они представляют плотную, обычно неяснослоистую породу светло-

серого или почти белого цвета. На Корсак-Могиле, кроме кварца, эти образования постоянно содержат слюды: мусковит и биотит. В виде отдельных зерен иногда встречается магнетит. На Каменной Могиле в безрудных кварцитах часто присутствуют энстатит и реже гранат. Лучшее всего породы нижней свиты сохранились на месторождении Каменная Могила, где мощность их достигает 50—60 м. Безрудные кварциты встречаются также в южной и крайней северной части западной структуры Корсак-Могилы. На месторождении Куксунгур безрудные кварциты не обнаружены.

Породы средней свиты сложены в основном железистыми кварцитами. Среди них выделяются две разновидности: первая—собственно железистые кварциты; вторая названа С. П. Родионовым (1946б) «маложелезистыми кварцитами».

Маложелезистые кварциты (Sk_2^1) лежат непосредственно на безрудных и занимают, таким образом, нижнюю часть разреза. Развиты они только на западной гряде холмов месторождения Корсак-Могила и больше нигде не встречаются. В свежих образцах цвет породы светло-серый. Слоистость выражена неясно, зернистость неравномерная—от мелкой до крупной. Минералогический состав: кварц 60—70%, магнетит 15—25%, небольшое количество (5—10%) гиперстена, роговой обманки и биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют пирит и гранат (альмандин). Характерным внешним признаком маложелезистых кварцитов является четкая ориентировка удлинённых кварцевых и рудных зерен в направлении слоистости. Иногда рудные минералы образуют невыдержанные по простиранию прослой мощностью 3—4 см. В верхней части разреза маложелезистых кварцитов встречаются пачки биотитовых гнейсов мощностью до 5—8 м и прослой железистых кварцитов.

Железистые кварциты (Sk_2^2) обнаружены на всех трех месторождениях. Они представляют собой мелкозернистую до среднезернистую плотную слоистую породу. Цвет ее темно-серый, иногда почти черный. Главными породообразующими минералами являются кварц, магнетит, амфибол и пироксен. Присутствуют также биотит, гранат, кальцит и сульфиды. Кварц образует неправильные, реже изометричные зерна размером от 0,1 до 2 мм, с извилистыми угловатыми очертаниями и зазубренными краями.

Для железистых кварцитов характерно присутствие значительного количества амфибола и пироксена. Амфибол представлен куммингтонитом. Кроме того, часто наблюдается вторичная сине-зеленая роговая обманка. Из пироксенов встречается гиперстен. Широко распространены зерна и скопления зерен альмандина. Размеры зерен чаще всего не превышают 2 мм, но в экзоконтактах гранитных жил они достигают 10—15 мм. Слоистость в железистых кварцитах выражена очень четко. Она обусловлена чередованием прослоев различного минералогического состава.

Порода представляет собой чередование кварцевых, магнетитовых и амфиболо-пироксеновых прослоев. Однако чаще толща кварцитов бывает сложена чередующимися прослоями только двух типов—обычно кварцевых и магнетитовых. Реже встречаются сочетания кварцевых и амфиболовых прослоев, еще реже—амфиболовых и магнетитовых. Местами наблюдаются более сложные взаимоотношения. Например, чередование кварцевых и амфиболовых (или пироксеновых) прослоев, внутри которых заключены невыдержанные по простиранию и нечетко ограниченные рудные прослой.

Железистые кварциты месторождения горы Куksунгур отличаются от пород Корсак-Могилы более тонкой слоистостью: мощность кварцевых и железистых прослоев колеблется там в пределах от 0,5 до 2—3 мм. Кроме того, в железистых кварцитах Куksунгура не встречается пироксен. Что же касается амфибола, то последний представлен куммингтонитом. Вместе с магнетитом он образует самостоятельные магнетито-амфиболовые прослои светлого зеленовато-серого цвета.

Для железистых кварцитов Каменной Могилы, наоборот, характерно повышенное содержание железистых силикатов, в том числе гиперстена, куммингтонита и роговой обманки, а также более грубая слоистость породы.

Верхняя свита обнаружена на горе Куksунгур, в западной части месторождения. Там в ядре пережатой и опрокинутой на юг синклинальной складки залегают мраморизованные доломиты и графитовые сланцы. Доломиты представляют собой среднезернистую неравномерно окрасченную породу. Цвет ее изменчив: темные разности чередуются со светлыми, создавая слоистость породы. Мощность прослоев от 0,5 мм до десятков сантиметров. Минералогический состав светлых разностей следующий: доломит 85%, мусковит 5%, серпентин 4—5%, кварц 4—5%, моноклинный пироксен-диопсид. По пироксену развивается серпентин, образуя ленточные и пластинчатые агрегаты. Темные прослои породы обогащены хлоритом, серпентином, магнетитом, биотитом, мусковитом и диопсидом. Контакт доломитов и железистых кварцитов не резкий. В толще доломитов встречаются прослои смоляно-черных биотитовых и темно-серых графитовых сланцев мощностью 5—10 см.

В самом ядре складки залегают графитовые сланцы. Это мелкозернистые тонкосланцеватые породы темно-серого и местами совершенно черного цвета. Минералогический состав: кварц 40%, графит 30%, магнетит 10%, биотит и мусковит 5%, карбонаты 5%, из вторичных минералов часто наблюдается хлорит.

В структурном отношении полосы Каменной Могилы, Куksунгура и Корсак-Могилы представляют собой корни сложных синклинальных складок, сложенных породами железисто-кремнистой серии, частично ассимилированных серыми гранитами и вторично интродуцированных красными гранитами.

ПРОТЕРОЗОЙ (ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ)

ОВРУЧСКАЯ СЕРИЯ (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ?)

Отложения овручской серии, известной в геологической литературе под названием свиты кварцитов и пироксилитовых сланцев, развиты в северо-западной волынской части кристаллического массива и занимают довольно обширную (в пределах известных выходов около 900 км²) территорию, входящую в состав Овручского, Словечанского и Олевского административных районов Житомирской области УССР.

На указанной площади породы этой серии прослеживаются в виде полосы, вытянутой в широтном направлении, почти совпадающем с их общим простиранием. Протяженность полосы примерно 65 км при ширине от 5 км на востоке (восточнее г. Овруча) до 18—20 км на западе, по линии сс. Рудня Дубовая—Бегунь—Рудня Новая. У западной окраины полоса заканчивается значительным по величине (примерно в 120 км²) юго-западным ответвлением, достигающим ст. Дровяной Пост

и с. Белокоровичи. С севера и юго-востока отложения овручской серии прикрыты мощным покровом третичных и четвертичных осадков, а с запада и юга она контактирует с более древним гнейсо-мигматитовым комплексом и с более молодыми биотитовыми и биотито-амфиболовыми гранитами, в том числе с гранитами Коростенского плутона.

Наиболее распространенные породы овручской серии являлись объектом исследований многих геологов, изучавших район Южного Полесья. К ним относятся работы П. А. Тутковского (1910б, 1911, 1913, 1923, 1925б), много лет изучавшего геологию и геоморфологию Полесья; В. В. Дубянского (1905), впервые подробно описавшего минералогический состав овручских песчаников; М. И. Ожеговой (1948), производившей геологическую съемку районов развития отложений овручской серии и зон контактов ее с массивами кристаллических пород; А. Н. Козловской (1931б, 1936), разведывавшей месторождения пиррофиллитовых сланцев, В. И. Лучицкого (1930, 1939а, б) и др.

Однако геологическое строение района распространения овручской серии и породы, ее слагающие, остаются еще слабо изученными. Например, еще не установлен комплекс всех пород, слагающих овручскую серию, не определены общая ее мощность и геологический возраст. Это объясняется прежде всего весьма плохой обнаженностью пород района, на больших площадях совершенно закрытого и изобилующего заболоченными участками, а также тем, что в отложениях овручской серии пока не выявлены (кроме пиррофиллитовых сланцев) такие виды минерального сырья, при поисках и разведке которых одновременно и несравненно полнее была бы изучена эта во многом еще загадочная толща горных пород.

На фоне общего равнинного характера поверхности Южного Полесья его овручская окраина довольно отчетливо выделяется своим возвышенным рельефом. Район окраины характеризуется разнообразием высот и значительным расчленением рельефа. Грядобразные возвышенности, сложенные плотными кварцитовидными песчаниками, окаймлены обширными, нередко заболоченными низинами. Расчленение рельефа дополняется, кроме того, системой глубоких балок и оврагов, разрезающих местность в районе мощного (25—30 м) покрова лёссовидных суглинков, непосредственно залегающих на породах овручской серии.

Геологическое строение района овручской серии на первый взгляд кажется простым и довольно однообразным. Часто на поверхности можно встретить угловатые и полуокатанные обломки сравнительно однородных кварцитовидных песчаников, вскрытых также и в немногих естественных обнажениях. Кварцито-песчаники изредка сопровождаются конгломератами и эффузивными породами, еще реже сланцами. Различной сопротивляемостью этих пород процессам денудации в значительной степени обусловлено распространение их на поверхности эрозийного среза, где весьма редко в обнажениях можно встретить сланцы. При более внимательном изучении района и сопредельных участков, особенно по материалам горных выработок и буровых скважин, выявляется сложное, во многом еще не расшифрованное его строение. Те немногие скважины, которые бурились в целях разведки месторождений кварцитов и пиррофиллитовых сланцев, а также для изучения водоносных горизонтов, не выходили из отложений овручской серии и, возможно, вскрыли только ее верхнюю часть.

В состав этой части овручской серии входит комплекс древнеосадочных и вулканогенных, в различной степени метаморфизованных пород. Этот комплекс, названный В. И. Лучицким (1947) овручским метаморфическим комплексом, представлен песчаниками, нередко переходящими

в кварциты, конгломератами, пиррофиллитовыми и пиррофиллито-хлоритовыми сланцами, а также эффузивными породами. Из них наиболее распространены кварцито-песчаники, которым подчинены все остальные, вместе взятые, породы овручской серии.

Такое резко преобладающее развитие кварцито-песчаников в овручской серии сохраняется до глубины залегания эффузивов, которых достигли некоторые буровые скважины в районе сс. Збранки и Белокоровичи. Между сс. Збранки и Курьяны, в 0,6—0,7 км северо-восточнее так называемой пиррофиллитовой шахты, Укргеолнерудтрестом была пробурена скв. № 2 глубиной 129 м. По данным геолога Н. А. Воробьевой, эта скважина сверху прошла довольно мощный покров лёссовидных суглинков, залегающих на размытой поверхности овручских кварцито-песчаников, и вбурилась в розовые и малиново-красные, местами с сиреневым оттенком кварцитовидные песчаники; с глубиной последние нередко сменяются кварцитами либо постепенно переходят в обычные, также окрашенные среднезернистые песчаники. На глубине 124,1 м такие кварцито-песчаники постепенно сменяются серыми, со слабым фиолетовым оттенком среднезернистыми песчаниками мелкоконгломератовидного сложения, мощность которых не превышала 2 м. Эти песчаники залегают на размытой поверхности метаморфизованных эффузивов типа порфиритов. Данной скважиной пройдено на различных глубинах пять тонких прослоев светло-розовых пиррофиллитовых сланцев мощностью от 3—5 до 15—17 см, переслаивающихся кварцито-песчаниками.

В 3 км северо-западнее с. Нагоряне в урочище «Буда» Укргеолнерудтрестом, разведывавшим месторождения пиррофиллитовых сланцев, была пробурена скв. № 38 глубиной 148 м. Этой скважиной пробурены пиррофиллитовые сланцы, залегающие на конгломератовидных песчаниках, переходящих нередко в конгломераты. Суммарная мощность пиррофиллитовых сланцев по скважине 19,6 м, конгломератовидных песчаников и конгломератов — 26,3 м, а песчаников — 95,6 м.

На третьем участке у с. Белокоровичи Укргеолуправлением была пробурена одна скважина на воду, встретившая интересный разрез. По краткому описанию М. И. Ожеговой (1948), соотношение мощностей пород, пробуренных до глубины 70 м, следующее: на долю песчаников в среднем приходится около 52 м, пиррофиллито-хлоритовых сланцев — 15,2 м, а конгломератов всего 2,8 м. Уже на глубине 15 м песчаники переслаиваются с пиррофиллито-хлоритовыми сланцами; мощность пачек сланцев разная — от 0,3 до 3,9 м при значительно превышающей мощности пачек песчаников — от 4,2 до 8,3 м. На глубине 55,2 м песчаники постепенно сменяются конгломератами, залегающими на темно-серых с зеленоватым оттенком сланцах. Последние также постепенно переходят в песчаники. Под толщей переслаивающихся песчаников и пиррофиллито-хлоритовых сланцев встречены диабазы, в которых данная скважина была оставлена.

Отсутствие маркирующих горизонтов в такой однородной части серии, сложенной едва ли не одними кварцито-песчаниками, создает большие трудности при определении стратиграфического положения в ней остальных пород, а также при изучении ее тектоники, особенно в тех случаях, когда приходится сопоставлять геологические разрезы отдельных разобщенных участков данного района.

Со времени работ П. А. Тутковского, упорно доказывавшего эоловое происхождение овручских песчаников, среди геологов долгое время существовало представление об этих отложениях, как о толще спокойно залегающих, почти не дислоцированных, пород. В свое время П. А. Тутковский отмечал тектонические трещины в песчаниках, однако не прида-

вал им должного значения, так как основную массу трещин он считал трещинами механического выветривания.

Начиная с 1928—1930 гг., в период интенсивных геолого-съемочных и разведочных работ на территории УССР, М. И. Ожеговой, А. Н. Козловской и другими геологами были получены некоторые новые данные о составе и условиях залегания пород овручской серии. Вопреки прежним представлениям, выяснилось, что породы овручской серии дислоцированы, причем наиболее дислоцированной оказалась, как и следовало ожидать, западная часть площади развития овручского комплекса. Восточная ее часть менее изучена, поэтому пока трудно говорить о ее тектонике. Известно только, что на участке Толкачевский разъезд—с. Корчевка породы образуют антиклинальную складку северо-западного субширотного простирания с пологим ($10\text{--}20^\circ$) падением песчаников в крыльях складки; крылья антиклинальной складки осложнены более мелкой складчатостью с образованием небольших синклинальных складок. Такие синклинальные складки устанавливаются в выработках Толкачевского карьероуправления, а также севернее сс. Корчевки и Мочульни. Из-за плохой обнаженности эта складчатость не была прослежена далее на запад, где элементы залегания пород изменяются на коротких расстояниях.

В западной части района развития овручской серии не совсем отчетливо фиксируется синклинальная складка северо-западного простирания. На юго-западном крыле складки пласты кварцито-песчаников и сланцев наклонены в общем к северо-востоку. В дне оврага, расположенного за с. Веледники у дороги в с. Белки, кварцито-песчаники имеют северо-западное простирание ($315\text{--}320^\circ$) с падением к северо-востоку под углом $10\text{--}12^\circ$. В небольшом карьере, расположенном на южной окраине с. Веледники, такие же кварцито-песчаники имеют северо-западное субширотное ($280\text{--}285^\circ$) простирание с падением пластов к северо-востоку под углом $10\text{--}12^\circ$. По мере продвижения на восток, вдоль южного контакта овручской серии, северо-западное простирание пород постепенно сменяется северо-восточным. Кварцито-песчаники в овраге «Чистяков Лес» имеют северо-восточное ($60\text{--}65^\circ$) простирание с падением пластов к северо-западу под углом до $12\text{--}15^\circ$. Менее отчетливо выражены элементы залегания пород северо-восточного крыла данной складки. Кварцито-песчаники с. Словечно имеют северо-западное ($310\text{--}315^\circ$) простирание с падением к юго-западу под углом $15\text{--}16^\circ$, севернее с. Нагоряне пироксилитовые сланцы имеют северо-западное ($315\text{--}330^\circ$) простирание с неясным падением.

Как известно, на участке Рудня Озерянская—Белокоровичи породы овручской серии прослеживаются в виде сравнительно узкой полосы, наиболее дислоцированная часть которой зажата в гранитах. При общем северо-восточном простирании, меняющемся в пределах $30\text{--}70^\circ$, породы собраны в складки и раздроблены с образованием зон смятия, дробления и многочисленных трещин, стенки которых нередко испещрены бороздами и шрамами скольжения. Довольно мощная складка фиксируется южнее с. Рудни Озерянской с падением песчаников северного крыла к северо-западу под углом $40\text{--}52^\circ$, а южного к юго-востоку под углом $55\text{--}60^\circ$. Эта складка сменяется в районе с. Озеряне, пожалуй, не меньшей синклинальной складкой с более пологим падением южного крыла к северо-западу под углом $20\text{--}45^\circ$. Крылья обеих складок осложнены мелкой складчатостью с амплитудой складок в $40\text{--}50$ м и несколько меньшими углами наклона крыльев; такая складчатость второго порядка наблюдалась у с. Рудни Озерянской, на 7-м километре Усовской железнодорожной ветки, у ст. Дровяной Пост и в других местах.

Наряду со складчатостью пород этого участка, нередко можно встретить следы сбросовых тектонических нарушений, например, северо-западнее с. Белокоровичи, в железнодорожной выемке в 2 км севернее с. Озеряне и в карьере с. Рудни Озерянской.

Все эти проявления тектонических нарушений наблюдались в западной половине указанной полосы, в пределах которой песчаники вскрыты несколькими карьерами на глубину 12—18 м. Не будь таких выработок подобная складчатость до сих пор оставалась бы неизвестной, ибо в ряду расположенных (0,5—1 км) выходах песчаников далеко не всегда удается определить даже приблизительно элементы их залегания. В равной степени это относится и к восточной половине полосы — к району с. Топильни—хут. Зазирье-Коросток. Выходы песчаников, вдоль которых проложена Усовская железнодорожная ветка, отделены от выходов песчаников с. Топильни и хут. Зазирье-Коросток широкой заболоченной ложиной с расположенными в ней озерами Черное и Корма. Такое разобщение выходов песчаников следует объяснить не наличием отдельных «кряжей» песчаников, залегающих на кристаллических породах, как предполагал П. А. Тутковский, а наличием между ними других, менее стойких и так же интенсивно денудированных пород. В окрестностях с. Топильни нам не удалось определить элементов залегания песчаников, хотя выходы их не так редки.

Отмечая в овручской серии наличие следов дизъюнктивных дислокаций, М. И. Ожегова (1948) склонна рассматривать отдельные части русел некоторых рек (рр. Червонка, Ясенец) как сбросовые трещины, а всю западную часть района как область мощного сброса, создавшего такой резкий контраст между возвышенностью овручского песчаника и заболоченной низиной. Последнее предположение не лишено оснований, однако для подтверждения требует более убедительных доказательств.

Одной из особенностей геологического строения района овручской серии является приуроченность излившихся пород к зоне контакта ее с более молодыми гранитами Коростенского плутона. На этом основании можно предположить тектоническое нарушение северо-восточного направления вдоль контакта двух различных по составу и возрасту комплексов горных пород. В существовании такого нарушения едва ли можно сомневаться, хотя и трудно его со всей убедительностью доказать. Зона контакта закрыта мощным покровом осадочных, особенно аллювиальных отложений в террасах р. Норини, русло которой на значительном протяжении не случайно приурочено к этой зоне.

По своему составу овручская серия не отличается разнообразием; среди ее отложений не известны карбонатные, углистые и другие органогенные породы, которые бы свидетельствовали о резком фациальном изменении условий осадконакопления. Несмотря на это, состав овручской серии является довольно сложным; эта сложность состава обусловлена не только переслаиванием слагающих пород и их взаимными переходами, но и разной степенью метаморфизма генетически различных пород овручской серии.

Наиболее распространенными и типичными породами овручской серии являются кварцито-песчаники. Группа песчаниковых пород представлена типичными кварцитами, почти нацело состоящими из кварца (с содержанием кремнезема 95—97%), наряду с которыми широко распространены кварцитовидные песчаники; последние часто сменяются обычными песчаниками, среди которых нередко встречаются разновидности, макроскопически совершенно не похожие на песчаники района Овруча—Словечно; одно время такие разновидности ошибочно считали третичными песчаниками, действительно выступающими вблизи овруч-

ских песчаников на правом берегу р. Горыни, в окрестностях сс. Швабы и Шоломки.

Структура песчаников овручской серии обычно мелкозернистая, но нередко отмечается неравномернозернистая, местами переходящая в конгломератовидную. При довольно постоянном минералогическом составе, песчаники отличаются разнообразием окраски, размером слагающих зерен кварца и характером цемента. Это относится не только ко всей площади распространения песчаников, но часто такие изменения наблюдаются в пределах сравнительно небольших участков. Песчаники окрашены в различные оттенки малиново-красного, розового и серого (от зеленовато- и фиолетово-серых до серовато-розовых) цвета. Довольно редко среди песчаников наблюдаются тонкослоистые разновидности, состоящие из перемежающихся тонких (от 0,3—0,5 мм до 1—1,5 см) разноокрашенных и потому отчетливо заметных полосок, как например в окрестностях сс. Бегунь и Тхорина. Размер зерен слагающего кварца, как и характер цементирующего их вещества, также не отличается постоянством; наряду с мелкозернистыми песчаниками, нередко встречаются их средне- и крупнозернистые разновидности с размером зерен 0,3—2 мм; кластические зерна кварца сцементированы вторичным кварцевым веществом, нарастающим каждый раз соответственно кристаллографической ориентировке самих зерен в виде сплошных или прерывистых узких (0,01—0,03 мм) каемок. Кроме вторичного кварца, не малое, хотя и подчиненное, значение имеют пиррофиллит и гематит, значительно реже встречается халцедон.

Минералогический состав песчаников сс. Словечно и Збранки в свое время довольно детально изучил В. В. Дубянский (1905), исследования которого затем были дополнены А. Н. Козловской (1931б) и М. И. Ожеговой (1948). Кроме кварца, резко преобладающего над всеми остальными минералами, в состав песчаников входят гематит, магнетит, циркон, рутил, сфен, редко встречается гранат (последние три минерала были определены М. И. Ожеговой). Довольно постоянной составной частью песчаников является пиррофиллит, количество которого в наиболее обогащенных им разностях обычно не превышает 8—10%. Этот характерный для многих пород овручской серии минерал в песчаниках образует отдельные чешуйки, нередко скопляющиеся в мелкочешуйчатые агрегаты, которые заполняют небольшие промежутки между кварцевыми зернами и цементируют их. Изредка пиррофиллит появляется и в кварцитах, однако в их наиболее метаморфизованных почти сливных разностях он отсутствует.

Все эти разновидности песчаниковых пород связаны переходами по простиранию и на глубину.

У западной окраины района распространения пород овручской серии, на участке между Рудней Кованкой и Рудней Пержанской, слабо обнажены своеобразные сланцеватые кварциты, окрашенные в розовый, а больше желтовато-зеленовато-серый цвет. В этих кварцитах И. Л. Личаком были определены дистен, андалузит и его марганцевая разновидность — виридин, ранее неизвестные минералы для данного района. Полоса сланцеватых кварцитов вытянута в северо-восточном направлении, совпадающем с ориентировкой сланцеватых и катакластических структур биотитовых, так называемых пержанских гранитов. В таком же северо-восточном направлении ориентирована полоса слюдястых кварцитов на правом берегу р. Уборги между с. Суцанами и Новосущанской Рудней, где кварциты залегают среди таких же катаклазированных биотитовых гранитов. Отношения этих сланцеватых кварцитов к овручской серии пока не выяснено, как и не ясен их генезис. От типичных овручских

песчаников они отличаются не столько текстурно-структурными особенностями, сколько минералогическим составом, наличием вышеуказанных минералов и отсутствием в них пиррофиллита.

Конгломераты мало распространены в овручской серии и, вероятно, не обладают значительной мощностью. Положение конгломератов в общем геологическом разрезе данной серии пока не вполне ясно. Наблюдениями установлены нередкие переходы песчаников в конгломераты и залегание последних на различных глубинах разреза. У ст. Дровяной Пост, сс. Озеряне и Усово конгломераты обнажены на поверхности по окраинам полосы песчаников, а в районе с. Нагоряне они подстилают пиррофиллитовые сланцы. По характеру цементирующей массы среди конгломератов овручской серии можно выделить две генетические разновидности. Первая — это обычные конгломераты, в которых окатанные обломки кварцито-песчаников, кварца и иногда яшмы сцементированы кремнистым веществом, образовавшимся за счет песчаников, среди которых залегают конгломераты. Севернее с. Нагоряне в конгломераты сцементированы хорошо окатанные обломки обычных для данной местности розовых и даже сиренево-розовых кварцитовидных песчаников, кроме которых нередко встречаются меньшие по размерам и менее окатанные обломки плотных пиррофиллитовых сланцев. Наличие последних в конгломератах, подстилающих пиррофиллитовые сланцы, можно объяснить пирокластическим происхождением материала таких обломков.

Вторая разновидность представлена несколько необычными конгломератами, в которых цементирующим веществом является масса кварцевого порфира. Такие конгломераты обнажены в оврагах «Рубеж», западнее с. Збранки, и в овраге, впадающем в долину р. Норини, севернее с. Шоломки. Кварцевые порфиры указанных обнажений содержат многочисленные округлые, всегда хорошо окатанные обломки светло-розовых и розовато-серых кварцитов и кварцитовидных песчаников, иногда грязно-серого кварца. Такие своеобразные конгломераты являются одновозрастными породами с кварцевыми порфирами. Ко времени излияния кварцевых порфиров кварцито-песчаники овручской серии с поверхности были значительно размывы, а их обломки доведены до степени хорошо окатанной гальки, которая была захвачена сцементировавшими ее кварцевыми порфирами. Такие конгломератовидные кварцевые порфиры отличаются от обычных кварцевых порфиров, кроме того, более крупнозернистой основной массой и по своей структуре приближаются к микрогранитам. Возможно такие конгломератовидные кварцевые порфиры являются более древними по отношению к обычным кварцевым порфирам, не содержащим обломков кварцито-песчаников.

В сравнении с кварцито-песчаниками сланцы овручской серии почти не изучены, если не считать пиррофиллитовых сланцев, являющихся полезным ископаемым.

Пиррофиллитовые и пиррофиллито-хлоритовые сланцы подчинены в своем распространении кварцито-песчаникам, среди которых они залегают и с которыми нередко переслаиваются. Эти сланцы имеют локальное распространение и характеризуются неравномерной весьма изменчивой мощностью и своеобразными формами залегания.

Пиррофиллитовые сланцы известны в окрестностях сс. Збранки, Нагоряне, Можары, Рудни Франковки и на некоторых других участках, а пиррофиллито-хлоритовые сланцы в районе с. Белокоровичи. Пиррофиллитовые сланцы пластообразно залегают в кварцито-песчаниках, как, например, в районе с. Збранки, или же линзовидно, как это установлено для Нагорянской группы месторождений. Максимальная мощность пластообразных пачек не превышала 1,6 м с постепенным уменьшением мощности

пласта до 10—15 см. Мощность линзовидных пачек пиррофиллитовых сланцев нередко достигает 10—15 м, а в отдельных скважинах 25—28 м. Размеры линзовидных пачек небольшие и мало соответствуют мощности пиррофиллитовых сланцев в них; ширина таких линз не превышает 200—250 м, при длине 400—450 м. Пиррофиллитовые сланцы окрашены в светло-розовый, красновато-лиловый и пепельно-фиолетовый цвет; пиррофиллито-хлоритовые сланцы с Белоковичи окрашены в зеленовато-серый цвет. В большинстве своем пиррофиллитовые сланцы являются слоистыми породами, причем слоистость не всегда совпадает со сланцеватостью; в одних случаях слоистость расположена горизонтально и почти совпадает со сланцеватостью, в других — она ориентирована почти перпендикулярно к последней. Обычная горизонтальная слоистость сланцев нередко сменяется линзовидной слоистостью, характерной для песчаных разностей. Наиболее чистые разности пиррофиллитовых сланцев содержат больше пиррофиллита, жирные на ощупь и, несмотря на свою плотность, сравнительно легко режутся ножом.

Большинство пепельно-фиолетовых сланцев содержит значительную примесь мелкозернистого обломочного кварца, отчего сланцы на изломах шероховаты с присущими неровными плоскостями напластования. Нередко сланцы переслаиваются тонкими линзовидными прослойками мелкозернистых песчаников, одинаковой с ними окраски. В наиболее чистых разностях пиррофиллитовых сланцев кварца мало, и он наблюдается в виде очень мелких зерен, равномерно распределенных среди мелкочешуйчатых агрегатов пиррофиллита. В песчаных сланцах количество кварца заметно увеличивается, а в некоторых разностях его зерен настолько много, что они как бы сцементированы пиррофиллитом. В одних случаях кварц наблюдается в виде остаточных зерен, а в других его зерна как будто образовались одновременно с пиррофиллитом, судя по тому, насколько часто и тесно он сростается с последним.

Кроме пиррофиллита и кварца, как главных породообразующих минералов, в сланцах изредка отмечаются каолинит и некоторые другие, точнее не определенные глинистые минералы, а также рутил, титанит, турмалин и некоторые явно вторичные слюды и карбонаты. В сланцах с Белоковичи, по описанию М. И. Ожеговой (1948), наряду с кварцем и пиррофиллитом, в качестве главного породообразующего минерала присутствует хлорит.

Разведочными выработками и буровыми скважинами установлено переслаивание пиррофиллитовых и пиррофиллито-хлоритовых сланцев с вмещающими кварцито-песчаниками. Об одновременном образовании сланцев и песчаников данной толщи можно судить также по многочисленным тонким линзовидным прослоям песчаников в пачках пиррофиллитовых сланцев, нередко связанных постепенными переходами со сланцеватыми песчаниками. При помощи этих выработок и скважин удалось достаточно точно определить положение пиррофиллитовых и пиррофиллито-хлоритовых сланцев в верхней надэффузивной части овручской серии и установить генетическую связь пиррофиллитовых сланцев с порфиритами, пиррофиллито-хлоритовых сланцев с подстилающими основными породами, а сами сланцы рассматривать как метаморфически преобразованные туфогенные отложения.

В связи с этим представилась возможность более точного определения возрастных соотношений некоторых эффузивных пород и овручских кварцито-песчаников. Почти все известные в районе овручской серии излившиеся породы приурочены к месторождениям пиррофиллитовых сланцев. Кроме давно известных кварцевых порфиров, вскрытых в естественных обнажениях района распространения пород овручской серии,

скважинами были обнаружены и более основные представители типа порфиритов и диабазов.

Порфириты были обнаружены буровыми скважинами Укргеолнерудтреста на участке Збранковского месторождения пиррофиллитовых сланцев. Порфириты залегают на глубине в среднем около 100 м под толщей малиново-красных и розовых кварцито-песчаников, переслаивающихся с обычными пиррофиллитовыми сланцами. Мощность порфиритов, как и подстилающих их пород, осталась неизвестной, так как всеми скважинами была пробурена только самая верхняя часть их покрова. Макроскопически порфириты представляют собой сильно измененные породы массивного, нередко порфирированного сложения. Среди основной массы порфиритов, окрашенной в трудно определяемый зеленовато-пепельно-фиолетовый цвет с буроватыми оттенками, изредка размещены мелкие порфиритовые выделения серовато-светло-зеленого плагиоклаза, полностью замещенного вторичными минералами. Размер порфирированных выделений обычно не превышает 3—5 мм. На основании измерений, произведенных всего на двух мелких остатках вкрапленников плагиоклаза, его можно условно отнести к андезину.

Порфириты настолько изменены, что о первичном минералогическом составе можно весьма приближенно судить по форме зерен первичных минералов и продуктам их замещения. Основная тонко- и мелкозернистая масса раскристаллизована, хотя и слабо реагирует на поляризованный свет, вследствие полного замещения и загрязнения первичных минералов вторичными трудноопределимыми продуктами. Характерной особенностью минералогического состава порфиритов является значительное количество хорошо сохранившегося апатита; этот минерал образует довольно правильные монокристаллы в большинстве шестовато-призматического облика. Размер кристаллов апатита в длину достигает 3—5 мм (иногда до 10 мм).

Вполне возможно, что апатит является постмагматическим вторичным пороодообразующим минералом порфиритов. Из других минералов присутствующим титанит, местами замещенный лейкоксеном, рудные — магнетит и ильменит, а также турмалин. Среди вторичных минералов главная роль принадлежит пиррофиллиту и глинистым, точнее неопределенным минералам, которым подчинены хлорит, серицит, карбонат, кварц и гематит. По своему химическому составу порфириты являются средними породами, ближе стоящими к крайним представителям основного ряда.

Диабазы были обнаружены скважиной у с. Белокоровичи, примерно на глубине 70 м под толщей песчаников, переслаивающихся с пиррофиллитово-хлоритовыми сланцами. По описанию М. И. Ожеговой (1948), диабазы представляют собой мелкозернистые плотные породы серого цвета с зеленоватым оттенком, сохранившие, несмотря на интенсивность их метаморфизма, диабазовую структуру. Никаких остатков первичных темноцветных минералов в диабазах не сохранилось. Плагиоклаз, сохранивший лейстовидную форму своих выделений, в большинстве замещен вторичными минералами — хлоритом, кварцем, карбонатами. По данным того же автора, в контакте с диабазами песчаники становятся пористыми и слегка оплавленными. На этом основании М. И. Ожегова высказалась в пользу более молодого возраста диабазов по отношению к песчаникам. Как и порфириты, диабазы претерпели значительные изменения, которые следует связывать с более поздними процессами.

Кварцевые порфиры известны в естественных обнажениях окрестностей сс. Большие и Малые Хайчи, Збраньки, Шоломки, вблизи Кореновки (бывш. Годотемль). Вследствие плохой обнаженности пород не выяснены взаимоотношения кварцевых порфиритов с окружающими кварцито-

песчаниками, не установлены формы залегания кварцевых порфиров, представляющих или мощные и секущие дайки, или небольшие купола. С поверхности выходов кварцевые порфиры обычно выветрелые, местами сланцеватые породы, которые бывают настолько метаморфизованы, что макроскопически они определяются только по наличию мелких порфировых выделений темно-серого кварца. Кварцевые порфиры окрашены в вишнево-красный и буровато-красный цвет, нередко с фиолетовыми оттенками. Перфиновые выделения кварца и подчиненных ему полевых шпатов неравномерно распределены в тонкозернистой фельзитоподобной массе; местами они количественно преобладают над ней, в других участках встречаются в небольшом количестве. Порфиновые выделения полевых шпатов наблюдаются значительно реже, в большинстве случаев они замещены вторичными минералами, в том числе пирофиллитом. Основная масса, которая в кварцевых порфирах состоит из микролитов кварца и полевых шпатов, почти всегда характеризуется фельзитовым строением и лишена микрогранитной структуры. Пирофиллит образует единичные чешуйки в основной массе и агрегатные скопления на месте порфиновых выделений полевых шпатов. Вместе с каолинитом и некоторыми другими минералами пирофиллит всегда выступает как вторичный минерал, возникший в процессе метаморфизации кварцевых порфиров.

Кварцевые порфиры встречаются за пределами видимых границ распространения овручских кварцито-песчаников, например у с. Пидвелдники, в окрестностях с. Рудни Переброды и других местах. Кварцевые порфиры этих участков, по-видимому, залегающие в гранитах при контактной зоне Коростенского плутона, не затронуты пирофиллитизацией, вообще слабо изменены и имеют совершенно иной, более типичный для таких пород макроскопический облик.

Как известно, все исследователи Волены считали кварцевые порфиры наиболее юными среди кристаллических пород данного района, без дальнейшего уточнения их возраста. М. И. Ожегова, производившая в свое время трехверстную геологическую съемку данного района, считает, что излияние кварцевых порфиров происходило несколько раз. Кроме обломков кварцитов и кварцитовидных песчаников в кварцевых порфирах она наблюдала мелкие обломки кварцевых порфиров в овручских песчаниках. Следовательно, по ее данным излияние кварцевых порфиров происходило и до и после отложения песчаников.

На основании этих данных более вероятно можно объяснить разновозрастность песчаников, чем кварцевых порфиров. По отношению к типичным овручским кварцито-песчаникам кварцевые порфиры являются, несомненно, более юными породами. Кварцевые порфиры содержат окатанные обломки кварцито-песчаников самой верхней части толщи, которую они прорывают у с. Кореновки. Что же касается песчаников и особенно конгломератов района Белокоровичи—Озеряне, то в последних действительно можно довольно часто встретить мелкие и хорошо окатанные обломки красновато-сургучной яшмы, которая, как известно, в районе с. Збранки генетически связана с кварцевыми порфирами. По отношению к песчаникам района Белокоровичи—Озеряне какая-то часть кварцевых порфиров, возможно, и является более древней, но это необходимо доказать, определив вначале положение этих пород в геологическом разрезе овручской метаморфизованной серии.

Изучение эффузивных пород в таком стратиграфически трудном районе показывает, что эти породы разновозрастны между собой, а следовательно, и по отношению к кварцито-песчаникам. Многократное переслаивание пирофиллитовых сланцев с кварцито-песчаниками и их взаимные переходы не вызывают никакого сомнения в одновременном

образовании этих пород. Поскольку пиррофиллитовые сланцы могли образоваться только из пирокластического вулканогенного материала, то, следовательно, порфириды древнее всей вышележащей над ними толщи малиново-красных кварцито-песчаников. Возможно, подобный вывод можно было бы сделать и для пиррофиллито-хлоритовых сланцев с Белокооровичи и рассматривать последние как преобразованные диабазовые туфы. Но если действительно правильно указание М. И. Ожеговой (1948) о более молодом возрасте диабазов (в которых остановлена буровая скважина), то диабазы, возможно, залегают в виде дайки, секущей более древние метаморфизованные туфы средних и основных пород, из которых образовались эти сланцы.

Следовательно, составной частью овручской серии являются не только пиррофиллитовые и пиррофиллито-хлоритовые сланцы, но и эффузивные породы, из которых образовались эти сланцы. Поэтому определение истинного местоположения эффузивных пород в овручской серии может быть использовано в качестве стратиграфического критерия при расчленении данной серии на отдельные свиты и безусловно поможет определить последовательность формирования этих свит, а также установить общий геологический разрез всей серии. Если эффузивы типа порфиритов или диабазов не залегают непосредственно на гнейсо-мигматитах, подобных тем, которые контактируют с кварцитовидными песчаниками у с. Белокооровичи, то можно предположить существование нижней подэффузивной части овручской серии.

Для правильного стратиграфического расчленения овручской серии на отдельные свиты важное значение имеет установление ее возрастных соотношений с окружающими породами, в том числе с породами наиболее древней гнейсо-мигматитовой толщи. Наиболее близко выходы этих разновозрастных пород расположены в районе ст. Дровяной Пост и с. Белокооровичи, где со всей очевидностью устанавливается несогласное залегание пород овручской серии на гнейсо-мигматитах. Простираение гнейсо-мигматитов на участке Белокооровичи—Олевск северо-западное ($280-300^\circ$). Геологическая структура гнейсо-мигматитовой толщи по времени своего формирования, по-видимому, близка к тем складчатым структурам северо-западного простираения, которые Н. П. Семененко (1948) считает древнейшими в кристаллической полосе УССР. Простираение пород овручской серии на участке Рудня Озерянская—Дровяной Пост северо-восточное ($40-60^\circ$), с которым совпадают зоны дробления и милонитизации биотитовых (пержанских) гранитов.

Взаимоотношения пород овручской серии с контактирующими гранитами до последнего времени оставались не вполне ясными. Как вначале отмечено, породы овручской серии контактируют на западе с биотитовыми пержанскими гранитами, частично окаймляющими ее с севера, а на юге — с биотито-роговообманковыми рапакивидными гранитами Коростенского плутона. Несмотря на близость расположения выходов гранитов, до сих пор не удалось обнаружить их контактов с породами овручской серии. Трудность заключается в том, что в современном рельефе зоны контактов представляют заболоченные лощины, которые образовались на месте залегания каких-то неизвестных, но более легко разрушавшихся пород. Наиболее близко к выходам кварцитовидных песчаников расположены обнажения гранитов вблизи сс. Рудни Озерянской, Рудни Пержанской и в районе с. Папирни. Изучением отдельных участков, прилегающих к зонам контактов, установлен более молодой возраст биотитовых и биотито-роговообманковых гранитов по отношению к породам овручской серии. Для биотито-роговообманковых рапакивидных гранитов это подтверждается наличием в этих гранитах и гене-

тически связанных с ними гранит-порфирах ксенолитов песчаников, совершенно сходных с песчаниками района Белокоровичи—Топильня и обнаруженных нами восточнее этих пунктов на участке между сс. Жеревцы и Малый Дивлин.

О более молодом возрасте рапакививидных гранитов по отношению к овручским малиново-красным кварцито-песчаникам можно судить на основании пересечения этих песчаников у с. Кореновки кварцевыми порфирами, генетически связанными с гранитами Коростенского плутона.

Переходя к выяснению возрастных взаимоотношений биотитовых гранитов района р. Перги с породами овручской серии, необходимо напомнить, что эти граниты вначале причислялись Н. И. Безбородько (1929) к гранитам «коростенской магмы», т. е. к коростенскому комплексу, а затем были объединены Л. Г. Ткачуком (1948) с осницкими гранитами в более древний, по отношению к коростенскому, интрузивный комплекс. Поэтому вышеприведенные данные, на основании которых устанавливается более древний возраст овручской серии, безоговорочно не применимы к биотитовым гранитам р. Перги, хотя генетически они ближе стоят к гранитам Коростенского плутона, чем к осницким гранитам.

В биотитовых гранитах пока не найдены ксенолиты овручских песчаников, не было обнаружено и жильных внедрений этих гранитов в породы овручской серии, по которым бесспорно бы определялся их относительный возраст. Однако совпадение катаклазированных структур биотитовых гранитов с северо-восточным простиранием контактирующих с ними песчаников в западной части рассматриваемой площади показывает, что формирование северо-восточной структуры района произошло после накопления осадков данной части овручской серии и во времени связано с внедрением биотитовых гранитов.

Наконец, одним из возможных доказательств более молодого возраста гранитов является широкое развитие окварцевания, на которое впервые обратил внимание П. А. Тутковский (1910а). Образование на поверхности глыб овручского песчаника более или менее толстых корок молочно-белого кварца и проникновение его на глубину в виде жил по существовавшему ранее трещинам указывает, как это правильно отмечено, на вторичное, более позднее в сравнении с песчаниками образование молочно-белого кварца. В одной из последних своих работ этот автор высказался по существу в пользу гидротермального происхождения такого кварца, полагая при этом, что подобное окварцевание обусловлено какими-то локальными причинами, а растворы, из которых осаждался кварц, могли образоваться лишь горячими водами.

Поэтому едва ли можно согласиться с выводами М. И. Ожеговой (1948), считавшей рапакививидные граниты и отложения овручской свиты кварцитов и пироксилитовых сланцев почти одновременными образованиями.

Геологическое строение района овручской серии со всеми отмеченными особенностями слагающих ее пород свидетельствует о сложных условиях формирования этой серии. Не располагая достаточным фактическим материалом для воссоздания, хотя бы в первом приближении, палеогеографических условий данного района, отметим только, что овручская серия сложена континентальными отложениями, переслаивающимися местами эффузивными породами. Не только условия формирования овручской серии, но и ее геологический возраст до настоящего времени остается проблематичным. Со второй половины прошлого столетия, когда было начато изучение овручских кварцито-песчаников, исследователями высказано много различных предположений о их геологическом возрасте; одни склонны были считать эти песчаники докембрийскими (про-

герозойскими), другие — палеозойскими. Поскольку в отложениях овручской серии не было обнаружено никаких органических остатков, то большинство ученых пыталось определить геологический возраст ее путем сопоставления с аналогичными образованиями, развитыми за пределами кристаллической полосы УССР.

Отмечая петрографическую аналогию овручских песчаников с песчаниками Онежского озера и с. Залещиков (расположенного в 60 км западнее г. Каменец-Подольска), Н. Барбот-де-Марни (1873) высказался о возможном их девонском возрасте. Более вероятным предположением о девонском возрасте овручских песчаников на том же основании «почти совершенного сходства» казалось А. П. Карпинскому (1907). После того как буровой скважиной у ст. Немовичи (в 15 км южнее ст. Сарны) были пройдены красные слюдистые песчаники, очень сходные с песчаниками нижнего яруса прибалтийских девонских песчаниковых отложений, стала возможной параллелизация онежских и овручских песчаников. А. П. Карпинский отнес последние к девону на том основании, что у р. Свири девонские песчаники непосредственно сменяются песчаниками шокшинского типа. Большое сходство овручских песчаников с шокшинскими, а также общность геологических условий их нахождения позволили А. П. Карпинскому рассматривать их как метаморфизованные разновидности нормальных песчаниковых пород, а следовательно, считать их геологически разновозрастными, т. е. девонскими.

П. А. Тутковский (1910а) определял геологический возраст овручских песчаников между силурийской и среднедевонской эпохами. В качестве доказательства он указывал на отсутствие в песчаниках меридиональных трещин, характерных будто бы для докембрийской дислокации, при наличии трещин субширотного направления, характерного для верхнедевонской эпохи. Он полагал, что овручские песчаники, залегающие на гранитах и на пироксилитовых сланцах (называвшихся тогда тальковыми), моложе этих пород, относимых частично к архейской эре (граниты), частью к кембрийскому периоду (пироксилитовые сланцы). Как позже выяснилось, пироксилитовые сланцы пересланяются с кварцито-песчаниками и являются с ними разновозрастными породами.

Изучавшие северо-западную часть кристаллической полосы УССР Н. И. Безбородько (1935а), В. Н. Чирвинский (1936), а ранее их В. И. Лучицкий (1912) считали овручские песчаники и пироксилитовые сланцы моложе гранитов группы рапакиви, с которыми они имеют общие границы распространения и возраст которых определялся тогда, как йотнийский. Впоследствии В. И. Лучицкий (1930), приняв во внимание предположение польских геологов Ст. Малковского и П. Радзишевского, изменил свое первоначальное мнение об относительном возрасте овручской серии и считал ее древнее рапакиви гранитов. Д. Н. Соболев (1948) в стратиграфической схеме докембрия УССР отделил коростенские граниты от гранитов рапакиви и считал первые древнее нижней части овручской серии, а граниты рапакиви — моложе низов овручской серии, но древнее ее верхней — нескладчатой части; последнюю он отнес к неопротерою. В своей работе А. А. Полканов (1948) указывает, что серия гранитизированных кварцито-песчаников с. Ушмира на Воляни должна быть отнесена «к тому отделу овручской серии кварцито-песчаников, который является более древним, чем красные микроклиновые граниты (Коростенского плутона — И. Л. Личак) Воляни», которые «соответствуют по возрасту интервалу времени между отложениями песчаников хогландия и йотния Фенноскандии». В районах Карелии и Финляндии аналогичные песчаники (йотнийские) будто бы моложе гранитов рапакиви. Кроме йотнийских песчаников, там имеются и более древние (хогландий)

недислоцированные песчаники, прорванные рапакиви.

Впервые предположение о возможном разделении овручской серии на две разновозрастные группы высказал В. И. Лучицкий (1939б) на основании устного сообщения М. И. Ожеговой, находившей в районе с. Белоковичи мелкие прожилки кварцевых порфиров наряду с галькой последнего в песчаниках. Разделение овручской серии в принципе нами не отрицается, однако для этого необходимо прежде определить положение эффузивных пород и установить генетическую связь последних с глубинными породами контактных зон.

Возраст пород овручской серии, несомненно, очень древний, во всяком случае древнее гранитов, с ней контактирующих. Овручская серия ограничена в своем распространении и должна считаться самостоятельным отделом верхнего протерозоя. За пределами северо-западной части кристаллической полосы УССР, вдоль ее западной окраины, распространены породы так называемой острожской серии. Возраст пород этой серии не может быть древнее овручской; в ее отложениях найдены гальки кварцитовидных песчаников типа овручских.

Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клесовиты

Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним породы развиты преимущественно на северо-западной окраине Украинского кристаллического массива, где они занимают площадь более 1000 км².

Породы осницкого интрузивного комплекса изучались В. Е. Тарасенко (1895), П. А. Тутковским (1902а), П. Радзишевским (1924, 1928, 1935), Ст. Малковским (1925, 1926, 1927, 1930, 1931в, 1933), Ю. Токкарским (1938), К. Смуликовским (1931, 1937) и др. В последнее время породы осницкого комплекса были детально изучены Л. Г. Ткачуком (1948).

Характерной особенностью осницкого интрузивного комплекса является то, что в его состав входят кислые породы гранитной магмы и основные породы габбровой магмы, причем резко преобладают кислые породы розового, розово-серого и реже серого цвета. На этом светлом фоне гранитных пород резко выделяются более древние темноцветные основные породы, как в виде небольших ксенолитов, так и более или менее значительных останцев, иногда занимающих площадь в несколько квадратных километров. Обе группы пород — кислые и основные — находятся в тесной петрогенетической связи, обусловленной широко развитыми процессами гибридизации гранитных пород материалом основных пород с одной стороны и сопряженными с ними процессами контаминации основных пород материалом кислых пород, с другой. Эти процессы привели к образованию пород промежуточного состава между гранитами и габбро.

Такие гибридизированные разновидности широко развиты среди осницкого комплекса и представлены рядом пород — от слабо гибридизированных гранитов и гранодиоритов до кварцевых диоритов и кварцевых монзонитов.

Одновременно и параллельно с этим процессы контаминации основных пород кислым материалом приводят к образованию весьма своеобразной серии пород, состав которых варьирует от слабо измененного габбро до так называемых вировских диоритов и клесовских порфиритов. Такие породы смешанного состава пользуются здесь широким развитием и являются одной из наиболее характерных особенностей всего осницкого комплекса.

Темноцветные породы представлены двумя структурными разновидностями, отличающимися также и минералогическим составом. Наиболее распространены мелкозернистые породы; крупнозернистые же отмечаются лишь в немногих местах: в районе ст. Остки и Рокитно, а также сс. Кисорици и Ясногорки (в урочище «Данилов лесок»).

Мелкозернистые темноцветные породы были описаны Ст. Малковским (1927) под названием «клесовских порфиритов» и «вировских диоритов». Позже эти же породы под таким же названием были подробно описаны Л. Г. Ткачуком (1948).

Крупнозернистые темноцветные породы более однородны в структурном отношении и характеризуются постоянным присутствием роговой обманки в количествах, значительно преобладающих над количеством пироксена. В целом крупнозернистые темноцветные породы по своему составу отвечают амфиболовому и амфиболо-пироксеновому габбро; под таким названием они были описаны К. Смуликовским (1937), а позже И. Л. Личаком (1948) и Л. Г. Ткачуком (1948).

Гранитные породы довольно разнообразны и относятся к двум возрастным категориям. Более древние гранитные породы образуют многочисленные мелкие овалы и неправильные тела площадью от 1,5 до 130 км², занимающие в общем около 25—30% всей территории, занятой гранитами; они представлены мелкозернистыми и даже тонкозернистыми разновидностями и в большинстве случаев в свежем состоянии имеют красный или розовый цвет. Это породы большей частью массивные, но изредка в них встречаются следы рассланцевания, и тогда они производят впечатление типичных слоистых пород. Для этих пород характерна аплитовая или типично микрогранитовая структура, особенностью которой является наличие в полевых шпатах значительного количества округлых зерен кварца.

Главными породообразующими минералами здесь являются калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, кварц, биотит, реже мусковит; второстепенные минералы представлены рудными, апатитом, цирконом и очень редко титанитом и гранатом. Исходя из этого, Л. Г. Ткачук определяет эти породы, как клесовские аплит-граниты и микрограниты, магматическая природа которых подтверждается наличием их апофиз в более древних породах — клесовских порфиритах, а также наличием последних в виде ксенолитов в клесовских аплит-гранитах (Ткачук, 1948).

Совершенно противоположные выводы были сделаны Ст. Малковским (1930), который рассматривал клесовские аплит-граниты как своеобразные мигматиты — «клесовиты», возникшие в результате гранитизации более древних песчаников. Этот вывод Ст. Малковского обосновывается тем, что полевые шпаты содержат включения округлых зерен кварца, которые он считает реликтами первично осадочной породы, обросшими полевыми шпатами в условиях гранитизации. Вторым доводом в пользу осадочно-метаморфического происхождения клесовских аплит-гранитов Ст. Малковский считает их местами отчетливо заметную слоистость; он относит их к гранитизированным аналогам кварцитов обрусской серии.

Действительно, аплит-граниты местами сильно трещиноваты и раздроблены, а кое-где приобретают довольно ясную сланцеватость. Так, в Клесовском карьере № 3, в урочище «Пугач», отмечено пять-семь наклонных трещин северо-западного простирания (330—340°), с падением на северо-восток под углом 70°, под которым происходили смещения и дробление пород с образованием линзовидных текстур. Ширина зон дробления 0,5—1 м, причем к ним приурочено интенсивное образование хлорита. Эти трещины секут почти под прямым углом полосы клесовских

аплит-гранитов и осницких гранитов, идущие в северо-восточном направлении (55°), с крутым северо-западным падением. Следовательно, отмеченные нарушения северо-западного направления имели место после образования осницких гранитов и являются здесь наиболее молодыми.

Более юные гранитные породы — осницкие граниты — распространены наиболее широко и образуют ряд крупных массивов. Для интрузий везде прослеживается активный характер, поскольку они секут все более древние породы жилами разной мощности.

Для массивов осницких гранитов весьма характерно грубополосчатое строение, обусловленное чередованием многочисленных субширотных полос крупнозернистых гранитов с полосами аплитовидных мелкозернистых разностей; особенно хорошо это чередование прослеживается в районе сс. Чабель, Теодоровки, Ленчина, Войткевичи и др.

Более древние темноцветные породы подверглись сильному влиянию интрузии осницких гранитов и вследствие широко развитых процессов контаминации (мигматизации) они преобразованы в породы различного промежуточного состава между гранитами и габбро. Одновременно сами осницкие граниты в ряде случаев сильно гибридизированы и дают породы различного состава — от гранитов до кварцевых диоритов и монзонитов.

Для осницкого интрузивного комплекса характерно субширотное, преимущественно северо-восточное направление структур, которые, по данным Н. П. Семененко, накладываются на более древнюю криворожскую субмеридиональную складчатость; это и определяет положение осницких гранитов в стратиграфической схеме докембрия Украинского кристаллического массива.

Интрузивные комплексы центральной части Украинского кристаллического массива, связанные с субширотными дислокациями

В центральной части Украинского кристаллического массива выделяются молодые гранитные массивы, секущие субмеридиональные складчатые структуры и внедрившиеся в связи с поперечными деформациями последних. Установлено, что эти граниты секут кировоградский порфировый и серый мелкозернистый граниты р. Ингульца и другие более древние образования.

Более молодой магматический комплекс представлен довольно разнообразными породами, которые по их возрастным соотношениям с вмещающими породами и связи их интрузий с поперечными деформациями субмеридиональных структур относятся нами к одному интрузивному циклу. Наименование днепровско-боковьянский дано этому интрузивному комплексу в связи с предполагаемым разновозрастным образованием молодых гранитных интрузий по р. Днепру, в массиве у ст. Ток, в бассейне р. Базавлука и в массиве по р. Боковой (приток р. Ингульца).

Ориентировка рассматриваемых гранитных массивов подчинена субширотным дислокациям. В центральной части кристаллического массива по рр. Базавлук, Саксагань, Днепр, Боковая, Верблюжка и др. эти массивы приурочены к участкам поперечных смятий древних субмеридиональных структур. Связь этих интрузий с субширотными деформациями заставляет сопоставлять их возраст с периодом формирования волинской субширотной складчатости, деформировавшей овручскую серию.

Эти гранитные массивы описывались иногда как самостоятельные типы гранитов; при этом токовские граниты сопоставлялись с кировоградскими, днепровские граниты описывались как сборный тип аплитовидных гранитов.

В последней схеме Ю. И. Половинкиной выделен днепровско-токовский интрузивный комплекс более молодой, чем саксаганская серия пород, а боковьянские граниты отнесены к еще более молодым образованиям и сопоставляются с рапакиви коростенского комплекса.

Отнесение днепровско-боковьянского комплекса магматических пород к третьему интрузивному циклу базируется на том, что они, с одной стороны, пересекают граниты ингулецко-кировоградского комплекса и породы саксаганской серии, а, с другой стороны, общей является связь этих интрузий с субширотными дислокациями. Этот интрузивный комплекс характеризуется преобладанием красных микроклиновых крупнозернистых гранитов и красных же аплитовидных мелкозернистых гранитов и в то же время отличается большим разнообразием состава. Например, в массивах этого комплекса по рр. Боковая и Верблюжка наблюдаются порфиоровые граниты, красные чернокварцевые граниты, чарнокиты и основные монзониты, связанные друг с другом непрерывными переходами. Порфиоровые граниты в массиве р. Верблюжки и других массивах порой не отличимы от порфиоровых гранитов кировоградского типа. Абсолютный возраст монацита из Боковьянского массива определен в 1500 млн. лет, а из Верблюжского массива 1600 млн. лет.

В днепровско-боковьянском комплексе развиты и многочисленные мелкие массивы красных аплитовидных гранитов, которые секут более древние серые граниты рр. Ингульца, Саксагани, Базавлука и его притоков. Эти же аплитовидные граниты составляют периферическую оболочку массивов рр. Боковая и Верблюжка.

По р. Днепр, между с. Домоткань и г. Верхнеднепровском, отчетливо наблюдается, как красные аплитовидные и пегматоидные граниты внедряются в серые мигматиты северо-западного простираения в связи с субширотными деформациями северо-восточного простираения. Эти аплитовидные граниты в районе сс. Орлика и Каменки переходят в крупнозернистые красные порфиоровидные граниты, совершенно подобные красным крупнозернистым гранитам района ст. Ток. В районе с. Корбино, по Днепру, в связи с поперечным флексурным смятием мигматизированных гнейсов в них внедряются мелкозернистые серые граниты, являющиеся, очевидно, фацией массива красных гранитов, развитого в этой зоне. Весьма характерно, что по р. Ингульцу, между с. Лозоваткой и Донским сврагом, среди тел аплитовидных красных гранитов, секущих ингулецкие мигматиты поперек, наблюдаются также и дайки серых мелкозернистых гранитов.

В районе ст.ст. Ток и Подстепное по р. Каменке (приток р. Базавлука) развит массив красных крупнозернистых гранитов, среди которых в карьере у ст. Подстепное включены ксенолиты серых гранитов житомирского типа; на основании этого и устанавливается их более молодой возраст по сравнению с гранитами кировоградского интрузивного комплекса. Красные крупнозернистые граниты залегают в субширотной зоне, образовавшейся в связи с дугообразным смятием субмеридиональных структур Чертомлыкской полосы метабазитов. Абсолютный возраст для ортита и сфена из карьера ст. Подстепной определен в 1150—1200 млн. лет, что позволяет сопоставить их с коростенским комплексом.

По р. Саксагани, в балке Демуриной, можно видеть, как красные аплитовидные граниты Демурина массива пересекают порфиоровые граниты; это доказывает более молодой возраст красных гранитов по сравнению с порфиоровыми. Массив красных аплитовидных гранитов залегает в Демуриной антиклинали, простирающейся в субширотном направлении и деформирующей поперек субмеридиональные складчатые струк-

туры Саксаганской полосы. Они рассекают породы саксаганской железорудной серии на Первомайском руднике, в Восточной Анновской полосе и в Желторецкой полосе. В верховьях р. Саксагань эти же аплитоидные красные граниты рассекают и включают в себя ксенолиты серых порфировых гранитов. Массив красных гранитов в верховье р. Саксагань прослеживается далее на запад к верховьям р. Базавлук (Скелеватский карьер).

Широко развиты аплитоидные красные граниты и в среднем течении р. Базавлука, где они внедрены в мигматиты в связи с поперечными деформациями субмеридиональных структур. Возможно, что к этому же комплексу относится массив крупнозернистых красных микроклиновых гранитов с. Ново-Украинки, в котором наблюдаются переходы в чарнокито-монциты.

Таким образом, в центральной части кристаллического массива прослеживается целый пояс молодых интрузий, внедрившихся в связи с новой фазой субширотных дислокаций, секущих и деформирующих древние субмеридиональные структуры.

Поэтому данный пояс и сопоставляется с волынским поясом субширотной складчатости, деформирующим овручскую серию. Рассматриваемый комплекс параллелизуется также с Осницким и Пержанским массивами Волыни и относится условно к протерозою.

КОРОСТЕНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОИ?)

В пределах кристаллической полосы УССР выделяется своеобразный комплекс интрузивных пород, называемый некоторыми исследователями габбро-гранитным магматическим (Лучицкий, 1947) или коростенским интрузивным комплексом (Ткачук, 1940б, Матвиенко, Козловская, Заморий). Этот петрологический комплекс генетически весьма родственен между собой и близких по времени образования изверженных пород, характеризуется своими, ему только присущими, минералого-петрографическими и петрохимическими особенностями. Так, основные породы характеризуются широким развитием типичных лабрадоритов, сравнительно низкой основностью плагиоклазов (№ 40—60) и высокой железистостью темноцветных минералов, а также наличием почти во всех разновидностях калиевого полевого шпата. В свою очередь для гранитов характерно явное преобладание калия над натрием, сравнительно высокое содержание железа при ничтожном количестве магния. Характерным также является необычное совместное нахождение кварца и оливина не только в основных породах, но и в гранитах группы рапакиви. На основании этих особенностей оказалось возможным причислять к данному комплексу вполне определенные породы независимо от районов их развития на территории кристаллической полосы и параллелизовать их с подобными породами, развитыми далеко за ее пределами.

Одновременное изучение возрастных соотношений пород внутри комплекса и выяснение взаимоотношений их с магматическими и метаморфическими породами других комплексов и серий позволило увязывать интрузии данного комплекса с определенным этапом магматектогенеза, а также наметить, хотя бы приблизительно, его положение в стратиграфической схеме докембрия Украины.

После работы К. М. Феофилактова (1851а), впервые попытавшегося определить относительный возраст гранитов северо-западной части кристаллической полосы, изучению пород коростенского комплекса посвя-

тили свои работы целый ряд авторов. В том числе необходимо отметить известные монографии И. А. Морозевича (1893), В. Е. Тарасенко (1895), Б. Попова (1903), В. И. Лучицкого (1912), П. Н. Чирвинского (1926), П. И. Лебедева (1934), Н. И. Безбородько (1935а), В. С. Соболева (1947) А. А. Полканова (1948). Однако в большинстве монографических работ и статей с различной полнотой охарактеризованы породы преимущественно одного, хотя и главного, района их развития, а такие же породы других участков кристаллической полосы несравненно менее изучены.

Районом наиболее широкого развития пород коростенского магматического комплекса является вольнская часть кристаллической полосы; здесь породы коростенского комплекса занимают значительную территорию северной части Житомирской области и развиты в бассейне рр. Тростяница, Ирша, Уж и Жерев. Породы комплекса слагают крупное по площади (около 8000 км²) и сложное по своему строению интрузивное тело, получившее название Коростенского плутона (Соболев, 1940) или Вольнского плутона габбро-лабрадоритов — гранитов — щелочных сиенитов (Полканов, 1948). При всей сложности своих очертаний плутон несколько вытянут в северо-западном направлении и расположен по линии разлома, примерно того же направления.

Вторым районом распространения габбро-гранитных пород является приднепровская часть кристаллической полосы, находящаяся в пределах крайней юго-восточной части Киевской и самой северной части Кировоградской областей. В этом районе породы комплекса занимают также большую (свыше 4500 км²) площадь в бассейне рр. Россь, Ольшанка и Ташлык и образуют сложное, еще мало изученное интрузивное тело, вытянутое в северо-западном, субмеридиональном, направлении. Некоторые исследователи, в частности В. С. Соболев (1947), называют его Корсунь-Новомиргородским плутоном, что является более приемлемым, чем наименование «Корсунь-Новомиргородский массив рапакиви», предложенное А. Н. Козловской.

Что касается приазовской части кристаллической полосы УССР, то, судя по отдельным выходам рапакививидных гранитов и анортозитов, обнаруженных в последнее время работами Геологического института АН УССР (И. Д. Царовский), породы коростенского магматического комплекса, будучи приурочены к разломам северо-восточного, субмеридионального, направления, не получили там столь широкого площадного развития как в остальных частях кристаллического массива. В приазовской части, в связи с иными геолого-тектоническими условиями, состав магматических расплавов был изменен в сторону обогащения щелочами.

В состав коростенского магматического комплекса входят три серии пород, соответствующие определенным фазам и этапам формирования сложных плутонов. Наибольшим распространением пользуются граниты, которым подчинены основные породы, при совершенно незначительной роли в составе комплекса щелочных пород. Впервые щелочные породы в Коростенском плутоне были обнаружены и описаны В. С. Соболевым (1940), а затем в Корсунь-Новомиргородском — Л. Г. Ткачуком (1940б).

В свое время В. Е. Тарасенко (1916) на основании детального петрографического изучения изверженных пород Чигиринского, Черкасского и Звенигородского районов тоже выделил три серии пород, из которых, однако, только первые две — габбро-норито-сиенитовые породы и граниты действительно являются составными частями комплекса; третья серия — гиперстенового гранита и гиперстено-кварцевого диорита (которую сам В. Е. Тарасенко считал аналогичной породам, выступающим по р. Бугу) впоследствии большинством геологов совершенно правильно была исклю-

чена из состава коростенского комплекса и выделена под названием чарнокитовой или бугитовой серии. С целью возможной параллелизации промежуточных пород, правильно названных В. Е. Тарасенко габбро-сиенитами, с аналогичными образованиями других районов кристаллического массива и иных регионов, П. И. Лебедев (1934) объединил их с подобными породами Побужья и отнес к чарнокитовой серии. Против такого объединения справедливо возражал В. И. Лучицкий (1948), исходящий из различных возрастных соотношений этих пород и не так давно предлагавший термин «чарнокит» применять для соответственной группы пород Побужья и не смешивать их с подобными породами Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов.

Структурно-геологическими исследованиями, проведенными А. А. Полкановым в районе габбро-лабрадоритового массива Волыни, после детального минерало-петрографического изучения пород комплекса предыдущими исследователями намечена определенная последовательность образования пород комплекса, соответствующая главнейшим фазам интрузивной деятельности в период становления плутонов.

В первую, наиболее раннюю и довольно длительную интрузивную фазу образовались основные породы, формирование массивов которых, по данным А. А. Полканова (1937, 1938, 1939, 1948) в пределах Волинского плутона, проходило в две подфазы: к первой подфазе им отнесено образование так называемого краевого комплекса, преимущественно мелкозернистых габбро-норитовых и габбро-сиенитовых пород; во вторую подфазу, произошло окончательное формирование основного массива и образовалась его центральная часть, сложенная преимущественно крупнозернистыми разностями — габбро, габбро-норитами и лабрадоритами. Породы краевого комплекса имеют довольно ограниченное распространение и прослеживаются по границам центрального комплекса в виде прерывистой полосы, ширина которой не превышает 4—5 км в местах наибольшего их развития, например на западной (от с. Краевщины до г. Володарска) и северо-восточной (в районе сс. Губенки, Буки, Сычаевки и Шершни) окраинах массива.

Изучение прототектоники габбро-лабрадоритового массива позволило А. А. Полканову (1948) сделать заключение о первичной расслоенности плутона основных пород, наметить северо-западное направление (вдоль длинной оси плутона) движения основной магмы, а породы краевого комплекса рассматривать как остатки кровлевой верхней части плутона габбро-лабрадоритов, некогда располагавшихся в виде пологого свода над всем плутоном.

Основные породы Корсунь-Новомиргородского плутона также представляют сложный комплекс и во многом аналогичны основным породам Коростенского плутона. Кроме крупнозернистых габбро и лабрадоритов, на отдельных участках плутона, например по р. Гнилой Ташлык, между сс. Терновкой и Смелянкой, выступают породы краевого комплекса, представленные габбро-сиенитами или кварцевыми монцонитами (Ткачук, 1940б). Однако отсутствие данных о геологической структуре Корсунь-Новомиргородского плутона не дает уверенности в правильности подобного расчленения первой интрузивной фазы на отдельные подфазы.

Во вторую фазу формирования сложных плутонов образовались граниты, взаимоотношения которых с основными породами в общих чертах можно считать выясненными. Работы И. Ф. Матковского (1930), Н. И. Безбородько (1929, 1935а, 1936а), А. А. Полканова (1938, 1939, 1948), В. И. Савиных (1937), В. С. Соболева (1947) и других исследователей в районах Коростенского плутона, а также наблюдения И. Л. Личака в северной части плутона убеждают в том, что гранитная

магма внедрилась после отвердевания основных пород. Об этом можно судить по многочисленным ксенолитам основных пород в гранитах, по явлениям контактного воздействия гранитов на основные породы и контаминации самих гранитов, а также и потому, что дайки и жилы гранитов, внедрившихся в основные породы, как и известные гранитные пегматиты (топазо-морионовые), приурочены к зонам контактов этих пород и до сих пор не наблюдались в центральной части габбро-лабрадоритового массива.

Подобные взаимоотношения основных пород с гранитами рапакиви отмечались Н. И. Безбородько (1936а) в Корсунь-Новомиргородском плутоне, для которого данный вопрос однозначно решить труднее. Судя по описаниям В. И. Лучицкого (1912) и Л. Г. Ткачука (1940б), в одних местах основные породы как будто являются более древними (ксенолиты кварцевых монцититов в районе сс. Терновки и Поповки на р. Гнилой Ташлык), зато в других — взаимоотношения настолько неясны, что могут служить в равной степени обоснованием и более древнего возраста гранитов рапакиви. Второй точки зрения придерживался В. Н. Чирвинский (1936) в опубликованной стратиграфической схеме докембрия Киевской области.

Граниты коростенского магматического комплекса представлены несколькими разновидностями, среди которых в настоящее время выделяют собственно рапакиви, биотито-амфиболовые рапакививидные граниты и биотитовые граниты. Все эти разновидности генетически связаны и образуют между собой постепенные переходы. Впервые генетическая связь биотитовых гранитов с рапакиви была подмечена М. И. Ожеговой на Волини. Постепенные переходы рапакиви в безовоидные биотитовые граниты установлены В. С. Соболевым (1947) в окрестностях хут. Рихты у восточного контакта их с основными породами Коростенского плутона и отмечены А. Н. Козловской для гранитов Корсунь-Новомиргородского плутона. Биотито-амфиболовые рапакививидные граниты, будучи почти во всем аналогичны рапакиви, являются фациальной разновидностью последних. Поэтому отделение рапакиви от биотитовых (так называемых коростенских) и биотито-амфиболовых (так называемых росоховских) гранитов, произведенное в свое время Н. И. Безбородько (1929, 1935а), как и название этих разновидностей по месту типичного их проявления необоснованно, на что неоднократно указывал В. И. Лучицкий (1939б), а в последнее время В. С. Соболев (1947).

Если фазу образования основных пород удалось расчленить на отдельные этапы при помощи главным образом геолого-структурного анализа, то последний мало применим к гранитам комплекса, представляющим собой массивные породы с редко встречающимися участками слабо выраженных текстур течения. Тем не менее, на основании детального минерало-петрографического изучения гранитов можно с некоторой долей вероятности наметить отдельные этапы в формировании гранитной части плутонов. Так, по данным В. С. Соболева (1947), рапакиви и их фациальная разновидность — биотито-амфиболовые рапакививидные граниты образовались раньше биотитовых гранитов; жилы последних им наблюдались в биотито-амфиболовых рапакививидных гранитах у с. Млины (по р. Жереву). В качестве доказательства одновременного образования гранитов тот же автор указывает на наличие эндоконтактной фации мелкозернистых, местами контаминированных гранитов, приуроченных к контакту с основными породами. Что же касается жильных гранитпорфиоров и микрогранитов, изредка секущих граниты, то образование их, вероятно, следует связывать с возобновлением магматической деятельности, после того как плутон был уже в основном сформирован.

Щелочные породы (типа щелочных кварцевых сиенитов) играют подчиненную роль в составе коростенского магматического комплекса. Небольшие выходы щелочных сиенитов известны пока в немногих пунктах, а именно: в окрестностях сс. Гуты Потиевской, Ставки, Михайловки, Писаревки, Ставища, Дедковичи, а в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона — между сс. Терновкой и Малой Смелянкой. Положение щелочных сиенитов в коростенском комплексе не определено с достаточной достоверностью, так как не ясны их отношения с дайковыми породами. Если считать щелочные породы метасоматитами, т. е. продуктами ошелачивания рапакививидных биотито-амфиболовых гранитов постмагматическими растворами, что доказывается для некоторых выходов последними данными В. И. Бартошевского, то время образования этих пород необходимо относить к последней, наиболее юной (завершающей) фазе формирования плутона. Однако, кроме типичных метасоматических щелочных сиенитов, существование которых не вызывает никаких сомнений, могут быть магматические щелочные породы. Эгириновые сиениты Корсунь-Новомиргородского плутона залегают, по описанию Л. Г. Ткачука (1940б), довольно мощной дайкой в кварцевых монцонитах и генетически также связаны с рапакиви. Хотя форма залегания эгириновых сиенитов вовсе не исключает вполне возможного метасоматического преобразования жильных рапакививидных гранитов, все же данный факт позволяет предположительно рассматривать щелочные и дайковые породы как близкие по времени образования и относить и те и другие к последней наиболее юной стадии формирования плутонов.

Не имея достаточных фактических данных, пока трудно расчленить эту фазу на отдельные подфазы и тем самым определить время образования щелочных и дайковых пород. Среди последних известны породы различных составов (от основных до кислых) и структур; их дайки залегают в разнообразных по составу и возрасту вмещающих породах. В одних случаях эти дайки территориально приурочены к породам коростенского магматического комплекса, а в других размещены в более древних докембрийских породах, находящихся нередко за пределами плутонов, но в прямом контакте с ними. Например, так называемые волыниты (диабазовые порфириды) секут гнейсо-мигматиты с. Михайловки, сохранившиеся в виде оставшегося «окна» кровли среди гранитов Коростенского плутона; такие же волыниты залегают в габбровых породах правого берега р. Уж, выше с. Барды. В окрестностях с. Ушомира волыниты секут граниты плутона (Соболев, 1947), но имеется противоположное мнение (Лучицкий, 1939б) о более юном возрасте гранитов по отношению к диабазовым порфиритам. Более молодыми по отношению к гранитам плутона выступают ортофиры и кварцевые порфиры, которые не были встречены среди основных пород.

Весьма плохая обнаженность плутонов, а в связи с этим недостаточная их геологическая изученность, не позволяет установить действительные отношения дайковых пород комплекса с вмещающими породами и расчленить их во времени. Но даже на основании известных фактов можно со всей очевидностью говорить о дайковых породах как об образованиях, генетически связанных с породами коростенского комплекса; причем такая связь устанавливается даже в тех случаях, когда дайки залегают в породах более древних по сравнению с плутонами. В связи с этим дайковые породы рациональнее описывать при характеристике того или иного магматического комплекса, а не выделять в отдельный так называемый дайково-эффузивный комплекс.

Большие затруднения возникают также при установлении возрастных соотношений пород коростенского комплекса с другими докембрий-

скими породами. Для определения времени интрузий габбро-лабрадоритов и гранитов геологи располагают пока немногими данными. Много лет тому назад В. И. Лучицкий (1912) описал контакт рапакиви с красным среднезернистым гранитом (по-видимому, днепровским) по р. Росс, выше с. Лиственной, где этот гранит пронизан многочисленными жилами рапакиви, непосредственно отходящими от массива. Значительно позже, в другой своей работе (1939б), касаясь характеристики рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона, тот же автор отмечал, что рапакиви, «прорывают другие породы, но не прорываются ни одним из тех гранитов, с которыми они соприкасаются, ни теми, которые дают начало инъецированным гнейсам и мигматитам, ни серыми гранитами житомирского и коростышевского (кировоградского) типа».

По данным Н. П. Семененко (1948), днепровские розовые граниты рассечены жилами более молодого красного гранита, предположительно являющегося аналогом коростенских гранитов.

Н. И. Безбородько (1929) описал контакт «кировоградского» гранита с «коростенским» в районе с. Симоны на Волыни. Указывая на резкий контакт этих гранитов, наличие деформаций в «кировоградском» при весьма слабом их проявлении в «коростенском» и на изменение окраски первого вблизи контакта со вторым, Н. И. Безбородько считал эти факты несомненным доказательством их разновременного образования. По справедливому замечанию В. С. Соболева (1947) описание контакта этих гранитов, сделанное Н. И. Безбородько, не является бесспорным и убедительным доказательством более молодого возраста гранитов Коростенского плутона. Не придавая решающего значения данному факту, как и указанию Н. А. Волотовской о том, что интрузия основных пород в районе Барды-Межеричка «резко срезает направление гнейсовидности житомирского гранита», В. С. Соболев (1947) считает достаточно убедительными в решении данного вопроса косвенные доказательства. В качестве таких доказательств В. С. Соболев приводит отсутствие катаклаза в породах Коростенского плутона, известное со времени работ В. Е. Тарасенко (1895) и В. И. Лучицкого (1912), мirmekитовый характер плагиоклаза основных пород плутона и, наконец, резкую петрологическую обособленность всего комплекса пород, позволяющую установить петрологическую аналогию с подобными комплексами Карельской АССР, Финляндии и Швеции.

Ю. Ю. Юрк (1948а), описывая контакт биотито-амфиболовых рапакививидных гранитов с серыми плагиоклазо-микроклиновыми (житомирскими) гранитами в окрестностях с. Зубринки Володарск-Волинского района на Волыни, отметил ксенолиты последних в рапакививидных гранитах.

Многочисленные ксенолиты серых разномзернистых плагиоклазо-микроклиновых биотитовых гранитов в биотито-амфиболовых гранитах коростенского комплекса, обнаруженные И. Л. Личаком у сс. Купище и Жабче, как и контакт этих гранитов на левом берегу р. Кремно у с. Дорошичи, не оставляют сомнения в более поздней интрузии рапакививидных гранитов. Если считать серые (житомирские) граниты краевой фацией порфириовидных (кировоградских) гранитов, к чему склонны в настоящее время многие геологи-петрографы, то тогда возраст гранитов коростенского комплекса устанавливается достаточно точно в отношении более древнего кировоградско-житомирского магматического комплекса.

С полной уверенностью это заключение можно было бы распространить на весь коростенский магматический комплекс, если бы более молодой возраст габбро-лабрадоритовых пород по отношению к серым (житомирским) гранитам был доказан наблюдением их непосредственных

взаимоотношений. Единственным, и то косвенным, доказательством более молодого возраста габбро-лабрадоритовых пород является, по данным А. А. Полканова (1948), залегание их в поле развития серых микроклиновых (быть может, житомирских) гранитов по р. Уж, западнее с. Ушомира. Трудно предположить, чтобы основные породы и граниты группы рапакиви, составляющие единый петрологический комплекс, были разделены в своем формировании большим интервалом времени, в течение которого могла бы произойти мощная интрузия серых плагиоклазо-микроклиновых биотитовых гранитов.

Наконец, при определении стратиграфического положения коростенского магматического комплекса важное значение имеет вопрос возраст-ных соотношений его с породами овручской толщи. Как известно, в большинстве стратиграфических схем докембрия Украины овручские кварцитопесчаники помещаются выше коростенского магматического комплекса. Такого мнения вначале придерживался В. И. Лучицкий (1912), который, начиная с 1930 г., во всех последующих своих работах правильно считал овручскую толщу более древней по сравнению с породами коростенского и осницкого магматических комплексов (Лучицкий, 1930). Им же впервые было высказано предположение о возможном делении овручской толщи на две возрастные группы, подобно древним песчаникам Финляндии и Швеции (Лучицкий, 1939б). Такое разделение толщи овручской серии не исключается и И. Л. Личаком, несмотря на отсутствие обоснованных данных. Если не ограничивать распространения пород овручской толщи современными площадями, то в предположении А. А. Полканова (1948) о принадлежности гранитизированных песчаников с. Ушомира к овручской толще нет ничего невероятного. Возможно, к овручской толще следовало бы относить кварциты, встречающиеся в виде ксенолитов в основных породах карьера Головино (Н. И. Безбородько) и у с. Шершневской Рудни (В. С. Соболев).

В последнее время И. Л. Личаком получены некоторые новые данные, уточняющие возраст биотито-роговообманковых рапакививидных гранитов по отношению к породам овручской толщи. В этих гранитах и гранит-порфирах, генетически связанных с ними, найдены ксенолиты песчаников, несомненно, принадлежащих овручской толще; такие же песчаники обнажены в районе сс. Топильни—Белокоровичи, т. е. в 4—5 км западнее места нахождения ксенолитов. Следовательно, более юный возраст биотито-роговообманковых рапакививидных гранитов по отношению к породам овручской толщи определяется достаточно точно.

До сих пор геологи-петрографы не располагают данными о более точном возрасте пород коростенского магматического комплекса. Большинство геологов, изучавших образования кристаллической полосы УССР, в том числе и В. И. Лучицкий (1912), установивший петрографическую аналогию между рапакиви Украины, Финляндии и Швеции, до недавнего времени считали иотнийский возраст этих пород достаточно обоснованным.

В одной из последних своих работ В. И. Лучицкий (1948), считая возраст рапакиви и рапакививидных гранитов близким к возрасту щелочных пород, полагал, что последние, как и рапакиви, моложе отложений нижнего карбона. Пока это — лишь предположение, требующее обоснованных доказательств. Совершенно ясно, что определение возраста сиенитового комплекса Приазовья внесет значительные поправки в существующие представления о возрасте коростенского магматического комплекса, если геологическая связь между породами обоих комплексов будет установлена и доказана. В свете новых представлений нельзя рассматривать рапакиви и сопровождающие его породы в пределах кристаллической

полосы УССР как местные проявления. Кроме Украины, рапакиви — граниты известны на Урале, широко распространены на площади Балтийского щита.

ПРИАЗОВСКИЙ СИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПОРОД (ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ — ПАЛЕОЗОЙ?)

Породы щелочного сиенитового комплекса в Приазовье представлены несколькими массивами, среди которых видное место занимает Октябрьский щелочной массив, описанный Л. Ф. Айнберг (1933) под названием Приазовского или Мариупольского. Другие массивы, связанные с ним генетически, — Кальмиусский, Южно-Кальчикский и Еланчикский — хотя и не являются собственно щелочными, но вместе с сиенитами Октябрьского массива образуют единый дифференциальный ряд пород, относящийся к сиенитовой серии. Развитие этого комплекса проходило в несколько фаз, при этом промежуточное положение занимает грано-сиенитовая фаза и конечное крайнее — фаза собственно щелочных пород.

Описываемые породы занимают большую площадь в самой краевой юго-западной части Украинского кристаллического массива и приурочены к рр. Кальмиус, Кальчик и Грузский Еланчик. Эти породы являются наиболее молодыми образованиями среди интрузивных пород Украинского кристаллического массива, однако по вопросу о их возрасте имеются разногласия. Изучением истории формирования и возрастных соотношений приазовского сиенитового комплекса занималось много исследователей, среди которых следует отметить И. А. Морозевича (1898), Л. Ф. Айнберг (1933), В. И. Лучицкого (1936) и др.

Последовательность образования пород этого комплекса по И. А. Морозевичу такова: пироксено-амфиболовые граниты, щелочные сиениты, мариуполиты, фойяиты, пироксениты и верлиты. Л. Ф. Айнберг, производившая свои полевые исследования в 1927—1929 гг., установила иной порядок их образования: габбро-пироксениты, щелочно-земельные граниты, щелочные граниты и сиениты, фойяиты и мариуполиты. В общем виде эта последовательность подтверждена и данными работ послевоенных лет.

В монографии по магматическим породам УССР, написанной П. И. Лебедевым совместно с В. И. Лучицким (1934), отмечается сложное строение массивов Приазовья вследствие наличия здесь двух петрографических серий: габбро-пироксенитовой и чарнокитовой, генетическое взаимоотношение которых нуждается еще в уточнении. При этом В. И. Лучицким породы сиенитовой (чарнокитовой по П. И. Лебедеву) серии в первой части книги описаны как щелочные, несмотря на их явно щелочно-земельный характер. В свою очередь П. И. Лебедев отдельно от других пород комплекса описывает нефелиновые сиениты, не касаясь вовсе вопроса связи их с сиенитовой (чарнокитовой) серией. С тех пор как написана была монография «Петрография Украины» прошло более двадцати лет и за это время на территории Украины, и в частности в Приазовье, проведен целый ряд новых работ, позволивших несколько уточнить наши представления о характере образования пород и последовательности их выделения.

Внимание к Восточному Приазовью особенно усилилось в предвоенные годы. Начиная с 1938 г., Украинское геологическое управление осуществляло детальное геологическое картирование района распространения сиенитовых пород Приазовья. Однако в связи с Отечественной войной всю площадь восточного Приазовья охватить съемкой не уда-

лось. Средняя часть Кальмиусского массива, южная часть Кальчикского массива и район выходов коренных пород по Грузскому Еланчику остались незаснятыми.

По В. И. Кузьменко, пользующиеся большим распространением пироксено-роговообманковые граниты, кварцевые сиениты, сиениты щелочно-земельного и щелочного состава представляют собой продукты дифференциации одной и той же магмы. В. И. Кузьменко считает, что вследствие преобладания в указанных породах щелочно-земельных минералов название «щелочных» может быть сохранено за ними лишь условно. Появление пород со щелочным пироксеном и амфиболом им рассматривается как постмагматическое изменение диаллаго-роговообманковых гранитов и сиенитов.

На основании работ последних лет (Царовский, 1948, 1950) можно считать обоснованной следующий порядок образования пород сиенитового комплекса.

1. Ультрасиенитовые породы — габбро, пироксениты и перидотиты (генетическая принадлежность их к сиенитовому комплексу окончательно еще не доказана).

2. Граносиенитовая группа — габбро-сиениты (и сопровождающие их андезиты), кварцсодержащие диаллаговые сиениты и граносиениты, роговообманковые и биотито-роговообманковые гранитоиды (для Октябрьского массива субщелочные с признаками ощелачивания) и гибридные биотитовые сиениты.

3. Нефелиновые сиениты — фойяиты, микрофойяиты, мариуполиты и метасоматические щелочные продукты сиенитового состава.

4. Дайковая лампрофировая серия.

Весь этот ряд выражает эволюцию комплекса от щелочно-земельных пород к щелочным, среди которых собственно щелочными породами являются только нефелиновые сиениты. Петрографически охарактеризованные щелочные граниты (Айнберг, 1933) своим происхождением связаны с нефелиновыми сиенитами и в Октябрьском массиве представляют небольшие тела метасоматического происхождения. За пределами Октябрьского массива интрузивные щелочные породы неизвестны. Установленные в ряде мест Восточного Приазовья щелочные образования являются вторичными; они имеют метасоматический характер и своим появлением обязаны влиянию интрузии нефелиновых сиенитов на окружающие породы.

Положение пород сиенитового комплекса Приазовья в общей стратиграфической схеме магматических пород кристаллического массива УССР менялось в соответствии с полученными новыми данными о геологических взаимоотношениях с окружающими породами. В соответствии со старыми данными В. И. Луцицкого, породы этого комплекса Л. Ф. Айнберг (1933) отнесены, как и рапакиви северо-запада УССР к ютнийской системе (неопротерозой). В дальнейшем В. И. Луцицкий (1936) считал возможным породы сиенитового комплекса исключить из состава докембрийских пород. При определении их относительного возраста В. И. Луцицкий придавал большое значение дайковым породам, расположенным на стыке палеозойских отложений с магматическими породами Приазовья. Факт пересечения мончикитами и камптонитами отложений нижнего карбона послужил причиной для отнесения времени образования щелочных и сопровождающих их пород к верхнему палеозою или даже к низам мезозоя. В дальнейшем В. И. Луцицкий указанное положение распространил и на другие районы УССР, отнеся к верхнепалеозойскому возрасту габбро-анортозиты и рапакиви северо-запада Украинского кристаллического массива (Луцицкий, 1948). Однако сле-

дует отметить, что И. А. Морозевич, впервые описавший мончикиты и камптониты р. Крынки, секущие отложения карбона, придерживался иного мнения: он считал, что эти дайковые породы генетически с нефелиновыми сиенитами не связаны (Морозевич, 1903б).

В настоящее время имеется возможность несколько уточнить возрастное положение пород сиенитового комплекса. Верхняя граница устанавливается на основании факта пересечения граносиенитовых пород ортофирами в нижней части течения р. Кальмиус (Царовский, 1950). Эти же ортофиры прорывают базальты в районе бассейна р. Мокрая Волноваха. Кроме того, в породах верхнего девона (р. Мокрая Волноваха) найдена галька ортофира, состав которой отвечает ортофирам, секущим граносиениты р. Кальмиуса. Все это дает основание считать породы сиенитового комплекса не моложе верхнего девона.

Нижняя возрастная граница пород сиенитового комплекса остается менее определенной, хотя в последнее время из состава пород этого комплекса удалось исключить среднезернистые розовые биотитовые граниты (Царовский, 1948). Эти граниты были описаны Н. И. Безбородько как анатолийские (1935а) и отнесены им к сиенитовой формации только на том основании, что они находятся в центре территории распространения пород сиенитового комплекса. В действительности в граносиенитовом массиве р. Кальмиус (балки Столовая и Терноватая) наблюдаются ксенолиты анатолийского гранита, что доказывает их более древний возраст. Анатолийские граниты Восточного Приазовья, очевидно, можно параллелизовать с приднепровскими гранитами, для которых Н. П. Семенов установлен протерозойский возраст. Между указанными гранитами имеется сходный состав аксессуарных минералов, особенно типичен монацит.

По условиям залегания, породы сиенитового комплекса резко отличаются от других более древних пород; они образуют массивы разломного типа, в которых более древние породы представлены в виде ксенолитов.

Сопоставление приведенных данных с фактом установления в каменноугольных отложениях Донбасса эгирина, отвечающего оптической характеристике эгирина из нефелиновых пород Приазовья, позволяет считать, что источником эгирина, присутствующего в осадочных породах карбона, являлись щелочные породы, образованные до нижнего карбона. Установление последовательности развития структур в связи с формиро-

Схема расчленения пород по времени образования

Таблица 32

Тип интрузии Время образования	Интрузия щелочно-земельных пород (в основном граносиениты)	Интрузия щелочных пород (нефелиновые сиениты и их производные)	Дайковая лампрофировая группа
Абсолютное	1) По амазониту— 410 млн. лет (мин.) 547 млн. лет (макс.) (Rb—Sr метод) 2) По ториту— 400 млн. лет (свинцовый метод) 3) Аргоновый метод— —870 млн. лет	По циркону— 460 млн. лет (гелиевый метод)	—

вавшимся сиенитовым комплексом пород, позволяет отметить, что пользующиеся преимущественным распространением в Приазовье граносиениты приурочены к крупным разломам почти меридионального направления. В отличие от этого дайковая группа связана с трещинной зоной северо-западного направления (ближе к широтному). Промежуточное положение занимают собственно щелочные породы (нефелиновые сиениты), появление которых обязано образованию интрузии центрального типа. В соответствии в этом в табл. 32 приводится схема расчленения пород по времени образования.

Произведенное уточнение возраста этих пород не позволяет относить их образование к верхнему палеозою. С большей определенностью можно считать, что эти породы формировались в доверхнедевонское время.

ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Наши знания по стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива еще далеко не совершенны, так как критерии для сопоставления между собой пород далеко разобщенных регионов и установление возрастных соотношений между ними во многих случаях не являются беспорными. Интенсивная, иногда многократная переработка первичных осадков метаморфическими процессами создает большие трудности для их сопоставления. Одновозрастные осадки бывают часто представлены различными метаморфическими фациями. Так, например, глинистые осадки железорудной саксаганской серии могут быть представлены глинисто-аспидными сланцами, филлитами, слюдяно-гранатовыми сланцами, роговиками, микрогнейсами, силлиманито-биотитовыми гнейсами. Железистые осадки той же серии представлены соответственно гидрорематитовыми роговиками, магнетито-куммингтонитовыми роговиками, магнетито-роговообманковыми роговиками, магнетитовыми амфиболитами, гиперстеневыми магнетитовыми кварцитами и др.

Толщи пород саксаганской серии не выдержаны по мощности и фациальному характеру. Так, средняя свита саксаганской серии представлена в Криворожском районе переслаиванием железисто-кремнистых отложений со сланцами; мощность ее уменьшается от 1,3 км в Саксаганском районе до 100 м в Желтянском районе. В Верховцевском районе выделяются две серии; из них в верхней серии, сопоставляемой с саксаганской, наблюдается переслаивание железисто-кремнистых и вулканогенных, в основном кислых метаморфизованных пород, представленных апокератофирами и кварцево-серицитовыми сланцами. Они подстилаются талько-магнезитовыми и хлорито-серпентиновыми породами. Нижняя, метабазитовая, серия содержит в средней части свиту пластов с прослоями железистых роговиков.

В Конкском районе также выделяются две серии, из которых верхняя, аналогичная саксаганской, состоит из переслаивающихся железисто-кремнистых и глинистых сланцевых слоев; в нижней части ее встречены талько-магнезиты и серпентиниты. В Юльевской полосе нижняя метабазитовая серия представлена железисто-кремнистыми породами, переслаивающимися с амфиболитами и зелеными сланцами. Для Орехово-Павлоградской полосы описаны верхняя серия железисто-кремнистых пород, переслаивающихся со сланцами, и гнейсами, и нижняя серия, представленная переслаивающимися железисто-кремнистыми породами и метабазитами.

Серия саксаганских пород приурочена к субмеридиональным складчатым структурам центральной части Украинского кристаллического массива, в которых пространственно железисто-кремнисто-сланцевые отложения замещаются разновозрастными железисто-кремнисто-вулканогенными образованиями, связанными с вулканическими областями геосинклиналей. Однако вопрос о соотношении их недостаточно ясен и возникает необходимость дальнейшего изучения этих пород с точки зрения возможности образования двух последовательных серий железистых пород, из которых одна синхронична серии метабазитов, а другая саксаганской серии. В этой обширной подвижной геосинклинальной зоне одновременно с накоплением хемогенных железисто-кремнистых осадков, переслаивающихся с глинистыми отложениями и вулканогенными продуктами, проходило на некоторых участках, по-видимому, и отложение других осадков, без железистых компонентов; такие отложения пока не выделены; возможно они замещаются гнейсами, представляющими метаморфизованные фации глинистых отложений внешних зон геосинклинали.

Не исключается и разновозрастность вулканогенно-железисто-кремнистых фаций. Здесь следует отметить, что значения абсолютного возраста, полученные аргоновым методом для глинисто-аспидных и филлитовых сланцев Саксаганской полосы, Попельнастовского участка, Верховцевской полосы и сланцев Гуляй-Польской аномалии оказались равным 1700 млн. лет.

Весьма сложной, но необходимой задачей является расчленение амфиболитов по возрасту и генезису. Кроме амфиболитов вулканогенной серии метабазитов, амфиболиты имеются в составе железорудных толщ средней свиты саксаганской серии; они переслаиваются с железистыми роговиками и образовались скорее всего за счет железисто-карбонатно-глинистых осадков. Амфиболиты, развитые среди гнейсов Побужья, являются наиболее древними; мы относим их к нижнему архею. С этими амфиболитами связаны интрузии ультраосновных пород; вероятно, и сами амфиболиты здесь являются метаморфизованными интрузивными породами. Подобная связь ультраосновных пород с амфиболитами намечается и для других районов Украинского кристаллического массива.

Особого внимания заслуживает изучение ультраосновных пород, широкое развитие которых установлено в последнее время в разных частях кристаллического массива и для разных геологических условий. Кроме интрузивных залежей гипербазитов в гнейсах нижнего архея и метабазитов в породах верхнего архея, намечаются жильные гипербазиты, приближающиеся к пикритам; эти гипербазиты, по-видимому, моложе пород саксаганской серии. Изучение генезиса ультраосновных пород и расчленение их по возрасту является одной из актуальных задач стратиграфии докембрия Украины.

Совершенно недостаточно изучены возрастные структурные и петрологические взаимоотношения пород докембрия в приазовской части кристаллического массива. В частности, среди гнейсов и мигматитов Приазовья, отнесенных к нижнему архею и имеющих в основном северо-западное простирание, выделяется серия графитовых гнейсов, вытянутой полосой в северо-восточном направлении через с. Ново-Троицкое, хутора Садовый и Сачки и с. Темрюк; возможно, что эти графитовые гнейсы имеют более молодой возраст. Не изучено также соотношение графитовых гнейсов Старокрымского графитового месторождения с окружающими породами в южной части Приазовского кристаллического массива.

В побужской части кристаллического массива не изучены возрастные соотношения между чудновско-бердичевскими гранитами и чарнокито-монцонитовым комплексом. Остается не ясным вопрос о возрасте крас-

ных и других гранитов, секущих в разных районах более древние граниты.

В последнее время на основании определений абсолютного возраста установлено, что уманские граниты, которые параллелизовались ранее по петрографической аналогии с кировоградскими, являются одними из наиболее молодых гранитных интрузий возрастом 1150—1250 млн. лет. По возрастным значениям, полученным для минералов ортита и сфена, равным 1150—1200 млн. лет, таким же молодым является и Токовский гранитный массив, который сопоставляется нами с боковянскими гранитами. В то же время возраст Боковянских и Верблюжских гранитных массивов по монациту определен в 1500—1600 млн. лет. Для некоторых красных аплитовидных гранитов западной части кристаллического массива, секущих в этих районах более древние бужско-подольские комплексы, в районе с. Острополя абсолютный возраст определен в 1700 млн. лет и в районе Ново-Архангельска 1720 млн. лет.

Неясно и положение Новоукраинского массива крупнозернистых трахитоидных гранитов; не выяснено, принадлежат ли они к аналогам Корсунь-Новомиргородского массива или к более древним образованиям.

Не установлен и возраст гранитов в приазовской части Украинского кристаллического массива; например для серых гранитов Салтычинского массива имеются пока противоречивые данные. По данным определений Геохимического института, ортит из салтычинского гранита имеет возраст 1430 млн. лет, а сфен 1900 млн. лет.

Розовые пегматиты с. Висла на р. Темрюк имеют возраст по монациту (определения Института геологии АН УССР) 1770—1850 млн. лет, т. е. близки по возрасту к породам саксаганской серии.

В северо-западной части кристаллического массива необходимо изучить соотношение осницких и пержанских гранитов, связь этих гранитов с овручской серией, а также выяснить состав этой сложной толщи, содержащей и вулканогенные продукты. В связи с установленными интрузивными соотношениями осницких и пержанских гранитов с овручской серией этот район заслуживает постановки систематических поисковых работ, как район с возможным развитием рудных месторождений.

Одной из очередных и ответственных задач является изучение верхней границы протерозоя и уточнение возраста щелочного интрузивного комплекса Приазовья. Вопрос о соотношении саксаганской серии с различными гранитами по-прежнему остается одним из наиболее актуальных. Очень важно было бы установить, с какими массивами можно сопоставить серые граниты, включающие породы саксаганской серии в Правобережном районе и по р. Ингульцу, а также изучить соотношение ингулецких серых гранитов с кремненчутскими и с массивом порфириновых гранитов г. Кировограда.

Абсолютный возраст Бобринецкого гранитного массива оказался равным ~ 1700 млн. лет, в то время как возраст гранита собственно Кировоградского массива (р. Сугоклея) по монациту определяется в 1900—2100 млн. лет. Таким образом, возрастное значение для Бобринецкого массива отвечает возрастному значению саксаганской серии, а Кировоградский массив по абсолютному возрасту отвечает более древним чудновско-бердичевским гранитам. Наряду с этим петрографически сходные с кировоградскими порфириновыми гранитами демуринские порфириновые граниты оказались по определениям абсолютного возраста самыми древними в украинском докембрии. Их возраст, как уже отмечалось выше, определен в Институте геологии АН УССР по ортиту в 2300 млн. лет. Лабораторией ВИАН для ортита из гранитов верховьев р. Саксагань получен возраст 2600 млн. лет. Необходимо, следовательно,

установление более тонких критериев для различия этих разновозрастных гранитов.

Важным для изучения стратиграфии докембрия является развитие работ по определению абсолютного возраста пород. При этом требуется дальнейшее совершенствование методики этих работ, так как получаемые до сих пор результаты еще слишком разноречивы. Возрастные определения должны опираться главным образом на свинцово-урано-ториевый метод; должен найт также применение рубидиево-стронциевый метод. Надежность определений должна контролироваться цифрами, полученными различными методами для одних и тех же горных пород.

ВУЛКАНИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

ВУЛКАНИЗМ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ИХ СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИСА

В истории формирования Украинского кристаллического массива выделяются пять циклов магматической деятельности. Из них первые три связаны с возникновением трех складчатых систем в докембрии, а четвертый и пятый относятся, по-видимому, к более позднему времени, для которого осадочно-метаморфические толщи в современном срезе кристаллического массива неизвестны.

Первый самый древний, нижнеархейский магматический цикл связан с формированием северо-западных, бугско-днепровских складчатых структур. Сюда относятся кременчугские плагиоклазовые граниты, бугско-подольская чарнокитовая серия, чудновско-бердичевские граниты, ультраосновные породы и метабазиты Побужья.

Второй магматический цикл, связанный с формированием субмеридиональных складчатых структур, представлен эффузивными толщами метабазитов, комплексом порфировых и серых гранитов р. Ингульца, Ингуло-Ингулецкого водораздела и других районов.

Третий магматический цикл связан с субширотными складчатыми структурами и представлен днепровско-боковянскими и осницкими гранитами, монцонитами и габбро.

Четвертый магматический цикл связан с разломными дислокациями. Этот цикл представлен Коростенским плутоном на Волини в северо-западной части Украинского кристаллического массива, плутоном в районе Смела — Новомиргород — Корсунь — в центральной части массива и другими.

Наиболее молодой среди пород Украинского кристаллического массива пятый магматический цикл представлен комплексом щелочных пород Приазовья. Эти интрузии условно относятся к верхнему протерозою.

В Украинском кристаллическом массиве развиты почти все известные семейства магматических пород.

1. Семейство гранитов, представленное разнообразными типами и занимающее до 90% площади всех магматических пород, развитых в кристаллическом массиве.

2. Семейство чарнокито-монцонитов, занимающее по распространению второе место после гранитов и широко развитое в составе различных магматических комплексов кристаллического массива, а именно: в комп-

лексе бугитов, в Коростенском плутоне, в массивах рр. Верблюжки и Боковой, а также среди молодых гранитов Приазовья.

3. Семейство габбро, развитое в Коростенском и Новомиргород-Корсунском плутонах и представленное главным образом габбро-лабрадоритовой ветвью. Ультраосновные магнезиально-железистые породы представлены перидотитами, пироксенитами и серпентинитами; они развиты небольшими интрузиями среди гнейсов и метаморфических сланцев Побужья, Приазовья и в разных местах центральной части кристаллического массива. К породам габброидной магмы относятся метаморфизованные основные эффузивы (метабазиты).

4. Семейство диоритов, представленное небольшими массивами гибридных пород (ассимиляционного генезиса), например гранодиоритами р. Лоцманской Каменки.

5. Семейство сиенитов, представленное сиенитами и нефелиновыми сиенитами Приазовья и связанными с ними граносиенитами. Жильные аналоги этого семейства выражены камптонитами и мончикитами.

Среди семейств гранитов наблюдаются следующие ветви.

Калиевые микроклиновые граниты Днепровского, Токовского, Боковьянского, Верблюжского, Осницкого и Пержанского массивов. Калиевые коростенские граниты и рапакиви с амфиболом, микроклином и олигоклазом. Известково-щелочные существенно кальциевые граниты, представленные массивами кременчугских биотито-плагноклазовых гранитов, по р. Днепру и Звенигородским массивом по рр. Тикичам. Промежуточные калиево-известково-щелочные граниты, уклоняющиеся то в калиевый, то в известково-щелочной тип, представляют массивы порфириновых и серых равномернозернистых ингулецких и кировоградских гранитов.

Известково-щелочные существенно магнезиальные граниты представлены в Чудново-Бердичевском массиве кордиерито-гранатовых гранитов. Образование этих гранитов обусловлено, очевидно, слабой активностью щелочей, потерей их в боковых породах, в связи с чем магний и железо выступают здесь в качестве активных оснований, образующих магнезиально-железистые алюмосиликаты — кордиерит и гранат. Натровые граниты представлены вторичными, измененными натровыми разновидностями. К этой ветви принадлежат щелочные граниты с эгирином и рибекитом, наблюдающиеся в Коростенском массиве, щелочные граниты Приазовья и альбитовые аплиты. Лейкократовые аплитовидные граниты имеют широкое развитие; особенно они распространены в Днепровском, Токовском, Боковьянском и других гранитных массивах. Наблюдаются также гранатовые и пегматоидные аплиты, например в районе с. Марьевки, на р. Ингулец и других участках.

Семейство чарнокито-монзонитов представлено разнообразными типами пород от кислых до основных с характерной ассоциацией микроклин-пертита, с плагноклазом различной основности и пироксеном, представленным главным образом гиперстеном. Наряду с микроклин-пертитом часто развиваются антипертиты. Нередко кварц в них встречается вместе с основным плагноклазом. Для этого семейства характерна большая неоднородность состава, быстрые и непрерывные переходы от кислых к основным породам. Собственно чарнокиты, являющиеся кислыми членами семейства, представлены гиперстеновыми гранитами Побужья. Чарнокиты с ромбическим и моноклинным пироксеном развиты в Боковьянском и Верблюжском гранитных массивах. Диаллагово-амфиболовые граниты описаны П. И. Лебедевым в Приазовье так же, как чарнокиты.

Пироксеновые кварцевые сиениты как переходная ступень к собственно монзонитам наблюдаются на Побужье в чарнокито-монзонитовом

комплексе, а диаллаговые кварцевые сиениты с ромбическим пироксеном встречаются среди дубовских гранитов в Приазовье.

В Побужье, по р. Соб, выделена особая разновидность средних роговообманковых пород монцонитового комплекса, названная собитами. Собственно монцониты со средним плагиоклазом, антипертитом, ромбическим пироксеном и кварцем развиты как на Побужье, так и в массивах рр. Верблюжки и Боковой. Диаллаговые монцониты с ромбическим пироксеном известны в Приазовье, а также на Волыни в зоне контакта коростенских гранитов с габбро.

Основные разновидности монцонитов, распространенные по р. Ю. Бугу и состоящие из основного плагиоклаза, антипертита, гиперстена и кварца, получили название бугитов. Они обнаруживают переходы в бескварцевые и кварцевые нориты. Основные разновидности монцонитов — типа мангеритов с основным плагиоклазом и микропертитом — известны в Боковянском и Верблюжском массивах, а также в контакте коростенских гранитов и габбро — на Волыни. В приазовском районе известково-щелочные породы с ромбическим пироксеном и диаллагом описываются иногда как габбро-сиениты; они обнаруживают здесь переходы к плагиоклазитам типа андезитов и лабрадоритов.

Устанавливаются таким образом непрерывные переходы от основных монцонитов к норитам, от основных монцонитов к габбро и от основных монцонитов к плагиоклазитам. К эффузивным аналогам семейства монцонитов могут быть отнесены трахидолериты, известные в острожской свите на Волыни.

Семейство габбро представлено разнообразными породами. Нормальные мезотипные интрузивные породы этого семейства представлены оливино-пироксеновыми габбро массивов Волыни и района Новомиргород—Корсунь, а также габбро Грубашева, заключенным в массиве осницких гранитов. Широко развиты лабрадориты, представляющие лейкократовую ветвь пород семейства габбро в Коростенском и Новомиргород-Корсунских массивах. Своеобразную калийную ветвь образуют габбро, обогащаясь микроклином в контакте с коростенскими гранитами, обнаруживая переходы к монцонитам. Магнезиально-железистая, ультраосновная ветвь семейства представлена небольшими залежами перидотитов и пироксенинов, в большинстве своем превращенных в серпентиниты, местами содержащими хромиты.

Эффузивные фации основных магм представлены базальтами, диабазами и порфиридами овручских пород и метабазитовой серии, являющейся метаморфизованной эффузивной толщей. Они также развиты в виде крупных жил в кристаллическом массиве.

Местами в метабазитовой серии под влиянием позднейших процессов наблюдается образование альбитизированных пород с синей роговой обманкой и эпидотом.

Спилиты, как натровая ветвь базальтовых излияний, известны в эффузивной толще острожской свиты на Волыни. Спилит-кератофиры известны среди метабазитов Приднепровья. В последних наблюдаются, наряду с альбитизацией, хлоритизация, карбонатизация и выделение пирита, галенита и сфалерита.

Семейство сиенитов представлено калинатовыми нефелиново-микрклиновыми сиенитами — фойяитами. От них наблюдается переход к чистокалийным щелочным сиенитам. Натровая ветвь представлена альбитизированными нефелиновыми сиенитами-мариуполитами и альбититами. Известково-щелочная ветвь семейства представлена в жильной формации камптонитами, мончикитами, сёльвсбергитами и эгирино-кварцевыми порфирами.

Меланократовым отщеплением щелочных магм предположительно можно считать пироксениты, генетически связанные с формированием щелочного комплекса Приазовья.

* * *

Внутри каждого из рассмотренных семейств магматических пород, развитых среди докембрийских образований Украины, наблюдается закономерное развитие калийной, известково-щелочной, натриевой, магнетально-железистой и лейкократовой — пералюминиевой ветвей. Наиболее широко представлены калийная и известково-щелочная ветви. В кристаллическом массиве чаще всего линии перехода от кислых пород к основным представлены плагиоклазо-микроклино-пироксеновой ассоциацией.

Развитие калийной ветви пород в кристаллическом массиве свидетельствует о большой насыщенности магматических масс калием. Активность калия обуславливает парагенезис микроклина с основным плагиоклазом, при этом происходит вытеснение кальция в пироксены, чем и объясняется развитие последнего как в кислых, так и в основных породах.

Развитие плагиоклазо-ортоклазо-пироксеновой минеральной ассоциации характерно для многих магматических комплексов, в которых сохраняется высокая активность калия по мере уменьшения количества кремневой кислоты и увеличения количества щелочных земель. Монцитоны на Волины образуются при взаимодействии магмы коростенских гранитов с габбро. Чарнокито-монцитоны связаны непрерывными переходами с гранитами в массивах рр. Верблюжки и Боковой. Разнообразные породы чарнокито-монцитонитового семейства, связанные непрерывными взаимными переходами, развиты по р. Южному Бугу.

Переходы между биотито-роговообманковыми гранитами и пироксеновыми гранитами, а также между сиенитами и монцитонитами наблюдаются в комплексе щелочных пород Приазовья.

В меньшей мере развита известково-щелочная ветвь пород, связанная переходами, отвечающими нормальной схеме:

гранит—гранодиорит —————> диорит —————> габбро
(биотит, кислый плагиоклаз,
ортоклаз, кварц) (амфибол,
средний
плагиоклаз) (пироксен,
основной плагиоклаз)

Такие переходы встречаются среди гибридных пород, образующихся при взаимодействии гранитов с породами метабазитовой серии.

Щелочная натриевая ветвь пород в кристаллическом массиве развита локально. Она представлена семейством нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов. Более широко развиты вторично-ощелоченные магматические породы, образующиеся в результате натриевого метасоматоза. Так, метасоматически измененные граниты с эгирином, щелочными амфиболами и альбитом развиты в Приазовье, в коростенских гранитах Волины и в других местах. По р. Базавлук наблюдаются зернистые метасоматические альбито-амфиболовые породы — базавлукиты. Альбититы образовались метасоматическим путем как в Мариупольском массиве, так и среди серий метаморфических сланцев. Все эти образования скорее относятся к метаморфической категории вторично измененных пород, нежели к магматической. Наконец, в эффузивной фации натровая ветвь пород представлена спилитами и кератофирами, встречающимися в Верховцевском и других районах.

Магнезиальная ветвь пород в семействе габбро представлена ультрабазитами Приазовья и Побужья, меланократовыми габбро Волыни. В щелочном нефелиновом комплексе Приазовья она образовала пироксениты. В семействе гранитов магнезиальная ветвь представлена кордиерито-гранатовыми чудновско-бердичевскими гранитами. Безмагнезиальная ветвь лейкократовых пород представлена особенно широко в семействе гранитов аплитовидными гранитами и пегматитами. В семействе габбро она образовала лабрадориты. Лейкократовой ветвью монцонитов являются плагиоклазиты — андезиниты, развитые в Приазовье.

* * *

Петрогенетические взаимоотношения пород в Украинском кристаллическом массиве прослеживаются наиболее полно внутри магматических массивов, которые отличаются сложным, неоднородным составом. Такие сложные массивы возникают вследствие следующих процессов: дифференциации магмы на месте формирования плутона; последовательного внедрения различных магм, возникающих вследствие дифференциации магмы во времени в более глубоких зонах; взаимодействия магм при их последовательном внедрении (контаминация); вторичного метасоматоза под влиянием магматических эманаций; ассимиляции магмой вмещающих пород.

Явления дифференциации в пространстве, на месте формирования массива, известны для гранитных массивов рр. Верблюжки и Боковой. Здесь наблюдаются постепенные переходы порфирировых гранитов в красные чернокварцевые граниты и в красные аплиты, а также переход порфирировых гранитов в пироксеновые граниты-чарнокиты с зеленовато-серой окраской и далее в темно-серые крупнозернистые основные монцониты. Эти последние имеют весьма подчиненное развитие. Никакого заметного влияния боковых пород здесь не наблюдается и габбро-монцониты залегают внутри гранитов, плавно и постепенно переходя в последние через чарнокиты.

Внутри массивов габбро Коростенского плутона Волыни и плутона из района Корсунь-Новомиргород имеются постепенные переходы между габбро и лабрадоритами; здесь наблюдается процесс дифференциации габброидной магмы с образованием лейкократовых мономинеральных пород — лабрадоритов; меланократовые продукты дифференциации представлены оливинным и пироксеновым габбро с повышенным содержанием рудных минералов, главным образом ильменита. Дифференциация *in situ* (на месте кристаллизации) характерна и для Дубовского массива Приазовья, отличающегося неоднородным строением. Здесь также наблюдаются постепенные переходы роговообманково-диаллаговых гранитов, в диаллаговые граносиениты, средние и основные габбро-сиениты и, наконец, в плагиоклазиты.

Явления дифференциации отмечаются и в других гранитных массивах. Например, известны плавные переходы кировоградских порфирировидных гранитов в мелкозернистые серые граниты и пегматоидные граниты. Порфирировидные граниты кристаллизовались, по-видимому, при участии флюидов, о чем свидетельствует характер роста крупных порфирировых вкрапленников, который заканчивался выделением каемки альбита. Серые мелкозернистые граниты образовались без участия флюидов и не имеют порфирировых выделений. В процессе дифференциации флюидные продукты обособляются в участках пегматоидных гранитов. Серые мелкозернистые граниты, следовательно, являются «сухими остатками» магмы, из которых флюидные продукты были удалены, в связи с чем порода при-

обрела существенно плагиоклазовый состав и обычную структуру нормального гранита.

Крупные самостоятельные массивы серых гранитов отсутствуют; эти граниты встречаются небольшими участками среди порфировых или пегматоидных гранитов. В гранитном массиве р. Мокрая Московка среди пегматоидных гранитов, составляющих периферическую часть массива, наблюдаются переходы к серым мелкозернистым гранитам. Этот процесс характерен для различных гранитов.

Такие явления наблюдаются и в днепровско-токовских гранитах. Здесь красные крупнозернистые, местами порфировидные, граниты связаны постепенными переходами с аплитоидными розовыми гранитами, а на отдельных участках выделяются и мелкозернистые серые граниты. По р. Ингулец дифференциаты красных гранитов образуют жилы серых мелкозернистых и красных аплитоидных гранитов.

Некоторые исследователи наличие порфировых структур в гранитах считают доказательством образования их путем замещения боковых пород под влиянием калийного метасоматоза на том основании, что в отдельных случаях порфиробласты микроклина образуются и в гнейсах. Однако образование порфировых зерен в боковых породах не является правилом. Наблюдается часто, что серые мелкозернистые граниты включают ксенолиты гнейсов с порфиробластами, и, наоборот, порфировидные граниты имеют ксенолиты гнейсов, которые лишены порфиробластов микроклина. Очевидно порфиробласты в гнейсах образуют под влиянием контактово-метасоматического воздействия. Следует также отметить, что внутри порфировидных гранитов наблюдаются участки, где порфиновые выделения представлены не микроклином, а плагиоклазом, образование которого никак нельзя объяснить калийным метасоматозом.

Итак, в результате дифференциации гранитной магмы среди разных гранитных массивов образуются порфировидные граниты, нормальные или серые мелкозернистые граниты, аплиты, пегматоидные граниты и пегматиты. Калийные аплитоидные и пегматоидные граниты для подавляющей части гранитных массивов обособляются либо в периферических частях интрузии, либо в гнейсовых толщах, образуя обширные пегматитовые и аплито-пегматитовые поля.

* * *

Неоднородный состав сложных массивов нередко возникает вследствие последовательного, многофазного внедрения различных продуктов дифференциации магмы, происходившей в глубине магматического очага. Так, например, в Волынских массивах габбро наблюдается отчетливо выраженный многофазный характер интрузивного процесса. В первую большую фазу происходило последовательное формирование основных пород — габбро и габбро-анортозитов; при этом сначала образовался краевой комплекс, затем центральная часть и, наконец, дайковый комплекс.

Во вторую фазу магматического процесса происходит интрузия коростенских гранитов и рапакиви. Граниты и рапакиви залегают вокруг габбро, а местами покрывают его. Это дает основание предположить, что граниты составляют краевую часть интрузивного комплекса. Таким образом, Волынский плутон в целом представляет многофазную интрузию, которая привела к образованию сложного дифференцированного массива с зональным строением слагающих его пород. В зоне контакта габбро и гранитов местами наблюдается образование гибридных пород — монцититов; это связывает граниты и габбро и постепенными переходами.

С другой стороны, чаще наблюдается резкие контакты между грани-

тами и габбро; граниты встречаются залегающими в габбро в виде секущих тел — апофиз, жил.

К зоне контакта гранитов и габбро приурочена своеобразная дифференциация и среди гранитов; здесь же образуются крупные тела гранитных пегматов с большими миаролитовыми пустотами, в которых вырастали гигантские кристаллы мориона и топаза. Образование их стало возможным в связи с накоплением флюидов у контакта гранитов с габбро и медленного, спокойного остывания пегматоидного расплава. Магматические флюиды вызвали образование среди коростенских гранитов своеобразных щелочных пород с эгирином и рибекитом; эти породы представляют собой граниты метасоматически измененные натровыми растворами.

Многофазные, пульсирующие интрузии особенно характерны для плутонов, связанных с разломами, внедряющихся в относительно мало поднятую раму. В таких условиях образовался Волынский плутон. Пульсация магмы здесь связана с периодическими тектоническими движениями — глыбовыми опусканиями и поднятиями.

Другой пример многофазной, пульсирующей магматической деятельности, при дифференциации магмы на глубине, дают породы приазовского интрузивного комплекса. Здесь в начальную фазу интродировали основные породы — пироксениты; во вторую фазу происходило внедрение главной массы пород; при этом образовались последовательно диаллаговые и роговообманковые граниты, граносиениты с монцонитами и плагиоклазитами. Вслед за этим внутри гранитов проходят отдельные глыбовые поднятия и опускания и образуется кольцевая система разломов, к которой приурочены магматические тела типа кольцевых даек и конических слоев, сложенные разнообразными щелочными породами. Формирование их связано с многократными тектоническими подвижками и пульсацией магматического очага.

В Приазовском массиве щелочных пород, на отдельных этапах, происходили мощные выделения магматических эманаций. В связи с этим в образовании некоторых пород значительную роль играли метасоматические процессы. Так, образование альбитизированных нефелиновых сиенитов и альбититов связано с натровыми метасоматическими процессами. Натровый щелочной метасоматоз широко затронул и многие граниты. Щелочные граниты Приазовья, например, представляют собой диаллаго-амфиболовые граниты, измененные в результате натриевого метасоматоза вдоль трещинных зон.

* * *

Большое влияние на вещественный состав магматических пород, участвующих в формировании складчатых сооружений, имеет вмещающая среда. Магматические массивы образуют обширные области плутоно-метаморфизма, где происходит обмен вещества магмы и боковых пород. В результате ассимиляции образуются синтетико-ассимиляционные породы. К ним следует, например, отнести массив роговообманковых гранодиоритов на р. Днепре у с. Лоцманской Каменки. Здесь граниты ассимилируют амфиболиты, представляющие собой продукты метаморфизма ультраосновных пород, и образуют роговообманковые гранодиориты, а, местами, диориты. К синтетико-ассимиляционным образованиям относятся и роговообманковые гранодиориты Приазовья.

Нередко парагенетические ассоциации минералов в магматических и вмещающих породах бывают близкими. Так, например, чарнокито-монцитовый комплекс Побужья и вмещающие его пироксено-плагиоклазовые

гнейсы с ромбическим пироксеном, а также чудновско-бердичевские кордиерито-гранатовые граниты и вмещающие их кордиерито-гранатовые гнейсы имеют сходный минеральный парагенезис. Чарнокито-монцитонитовый комплекс отличается большой неоднородностью; в нем наблюдаются переходы чарнокитов к основным бугитам и тесная связь их с пироксено-плагиоклазовыми гнейсами. По-видимому, такой характер этих пород обусловлен синтектико-ассимиляционным их генезисом, образованием их вследствие взаимодействия с вмещающими пироксено-плагиоклазовыми гнейсами. Но возможно также и иное происхождение чарнокитов, связанное с явлениями переплавления некоторой части гнейсов основной магмой и последующего перемещения расплавленной пластической массы внутри гнейсовой толщи.

Наряду с интрузивными формами проявления гранитных магм, перемещенных из глубоких горизонтов, палингенные граниты могли образоваться при расплавлении пород кровли при прогревании их гранитной магмой. Такой процесс мог быть связан с вторичным диастрофизмом в нижних ярусах и с вызванной им новой интрузией. Эти представления применимы для чудновско-бердичевских гранитов и для гранитов р. Днепра (район с. Аулы).

В пределах Украинского кристаллического массива огромные массы гранитоидной магмы вызывали широкую мигматизацию гнейсов. Условия минералообразования, температура боковых пород и другие факторы при мигматизации должны быть близкими к магматическим. Вызвавшая прогрев вмещающих толщ до температуры, близкой к магматической, гранитная магма была, вероятно, перегретой, т. е. температура ее при внедрении была значительно выше температуры кристаллизации.

В Украинском кристаллическом массиве нет таких циклов магмообразования, где породы были представлены только продуктами кислой, основной или только щелочной магмы. Устанавливается взаимосвязь магм различного состава и дифференциация их во времени и пространстве.

К периодам максимальной подвижности и мощным перемещениям горных масс в процессе складкообразования приурочены главные интрузии преимущественно кислой гранитной магмы. При этом в складчатых сооружениях кристаллического массива наряду с решающим преобладанием гранитов пользуются значительным развитием породы чарнокито-монцитонитового ряда; основные породы имеют подчиненное, незначительное развитие.

БУГСКО-ПОДОЛЬСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Бугские чарнокито-монцитонитовые массивы

Бугско-подольский интрузивный комплекс играет в строении кристаллического массива большую роль и занимает значительную территорию в бассейне р. Южного Буга и частично на левобережье р. Днестра. Породы этого комплекса разнообразны и характеризуются тем, что в их составе почти постоянно присутствует гиперстен, что было впервые отмечено Н. Н. Соболевым (1892) и А. Е. Лагорио (1890). Позже, В. Е. Тарасенко (1899б), отмечая значительное разнообразие этих пород, определил среди них гиперстеновые граниты, гранититы, гиперстеновые сиениты, слюдяные сиениты, диаллаговые сиениты, амфиболо-гиперстеновые сиениты и менее распространенные, по его данным, гиперстеновые диориты и нориты.

В. И. Лучицкий в своем учебнике «Петрография» указал на большое сходство пород Подолии с породами чарнокито-норитовой серии Восточной Индии и предложил называть их чарнокитами. Н. И. Безбородько (1925, 1930) в начале своих исследований на Подолии, хотя и принимал предложенное В. И. Лучицким название для этих пород, но указывал на отсутствие в их составе анортозитов и пород пироксенито-перидотитового ряда. Он отмечал, что гиперстеновые породы Подолии отличаются от чарнокито-норитовой серии Восточной Индии почти полным отсутствием ортоклаза и предложил для них новое название «бугиты», «бугитовая серия».

П. И. Лебедев и В. И. Лучицкий (1934) установили существование двух основных рядов чарнокитов — калиевого или воьлно-приазовского и натрового или подольского и относят к последнему породы Побужья.

В. И. Лучицкий и Е. А. Кузнецов (1936) предложили называть эти породы «антипертитовыми чарнокитами». Наконец, В. Н. Чирвинский (1930) предложил для амфиболовых гранитов, гранодиоритов и диоритов бассейна р. Соби, обнаруживающих генетическое родство с «бугитами», новое название «собиты». Впоследствии Л. Г. Ткачук (1940а) установил наличие в чарнокито-норитовой серии анортозитов и ультраосновных пород с вкраплениями хромита.

Приведенная краткая историческая справка указывает на значительное разнообразие и своеобразность бугско-подольского интрузивного чарнокито-норитового комплекса. Общей характерной чертой этого комплекса является то, что главные типы пород связаны между собой такими постепенными переходами и так часто сменяют друг друга в одном и том же обнажении, что, как говорит В. Е. Тарасенко (1925), «в отдельных случаях часто можно только говорить о том, к какому из названных типов порода более всего приближается». Наряду с этим, отмечается, что отдельные площади распространения этого комплекса отличаются друг от друга определенной ассоциацией пород. Это дает возможность выделить на территории распространения бугско-подольского интрузивного комплекса следующие три района: Винницкий, Липовецко-Дашевский и Гайворон-Первомайский.

Винницкий район характеризуется как область развития гранатобититовых гранитов и мигматитов с включенными в них крупными и более мелкими телами гиперстеновых и гиперстено-бититовых гранитов, диоритов и норитов.

Гайворон-Первомайский район представляет собой область широкого развития розовых аплитов-пегматоидных гранитов и мигматитов с включенными в них сравнительно небольшими массивами гиперстеновых пород, сходных с породами Винницкого района, а также габбро-норитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов и перидотито-пироксенитовых пород.

Липовецко-Дашевский район характеризуется преобладанием биотито-роговообманковых гранодиоритов, чем и отличается от остальных районов.

Кроме того, породы чарнокито-норитового комплекса образуют два небольших изолированных массива в Каменском районе Черкасской области, где один из них вскрыт долиной р. Тясмина ниже г. Каменки, а другой — р. Сухой Ташлык в окрестностях с. Баландино.

В петрографическом отношении Каменский район распространения пород бугско-подольского интрузивного комплекса весьма близок к Винницкому, но отличается от него большим развитием кислых и полным отсутствием основных членов состава норитов. Кроме того, большое сходство с гранатовыми гранитами и мигматитами («винницитами») установлено для так называемых чудново-бердичевских гранитов, образующих

массив к северо-востоку от Винницкого района. Эти граниты в последнее время выделяются в самостоятельный, так называемый бердичевский гибридный комплекс.

В зависимости от количественного соотношения слагающих минералов, породы бугско-подольского комплекса обладают то темно-серой, то более светлой серой окраской с зеленоватым или синеватым оттенком, иногда с ясной флюиднополосчатой текстурой и ясно выраженной складчатостью. Эти породы содержат многочисленные впайки ксенолитов.

Гиперстеновые граниты-чарнокиты. Это среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и гиперстена. В небольших количествах присутствует биотит, апатит, циркон, гранат и рутил. Плагиоклаз представлен олигоклазом и олигоклаз — андезином № 22—35 с антипертитовой структурой в количестве до 50%. Калиевый полевой шпат (ортоклаз), проросший пертитовыми вростками, встречается в значительных количествах вместе с плагиоклазом только в гиперстеновых гранитах. В основных разновидностях чарнокитовой серии пород калиевый полевой шпат присутствует только в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе. В зависимости от количественного соотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом среди чарнокитов выделяются гранодиориты (при преобладании плагиоклаза) и адамелиты (при преобладании ортоклаза).

Химический состав представителей этих пород характеризуется следующими анализами, приведенными в табл. 33.

Таблица 33

Химический состав гранитов-чарнокитов

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма
1	69,11	—	16,78	1,83	1,34	1,23	3,73	2,16	2,70	—	0,56	99,44
2	64,34	0,37	17,52	2,06	2,75	1,80	2,12	4,38	4,10	0,26	0,85	100,55

1—гиперстеновый гранит—адамелит, хут. Андреевка, р. Ю. Буг; 2—гранодиорит, Гнивань, р. Ю. Буг.

Средние разности пород чарнокитовой серии представлены гиперстеновыми диорит-сиенитами с кварцем и без него. Это средне- и мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, гиперстена, кварца, редко биотита. Плагиоклаз имеет большое количество антипертитовых вростков; он представлен олигоклаз-андезином и андезином № 28—38 в количестве до 60% и гиперстеном — до 20%. Ортоклаз наблюдается только в виде антипертитовых вростков. Химический состав породы этой группы представлен в табл. 34.

Основные разности пород чарнокитовой серии представлены норит-сиенитами (монцонитами), среди которых иногда встречаются даже кварцевые норит-сиениты и нориты. Это мелко- и среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза и гиперстена; из аксессуарных минералов присутствует апатит и циркон. Плагиоклаз представлен андезином и лабрадором № 42—56 с антипертитовой структурой; количество его достигает 60%, гиперстена — 30%. В кварцевых норитах количество кварца

Таблица 34

Химический состав гиперстеновых диорит-сиенитов

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	64,04	0,52	16,78	6,84	—	0,10	2,90	4,80	0,38	2,94	0,98	100,28
2	59,61	—	18,64	3,02	6,32	—	3,03	4,84	3,30	0,82	0,78	100,36

1—пироксеновый диорит-сиенит (монзонит), левый берег р. Ю. Буг, напротив хут. Андреевка; 2—кварцево-пироксеновый диорит, с. Шкуринцы, р. Ю. Буг

может быть до 8—10%. Химический состав основных норит-сиенитов (монзонитов) приведен в табл. 35.

Таблица 35

Химический состав основных норит-сиенитов

Состав	Образец № 1	Образец № 2
SiO ₂	50,30	51,73
TiO ₂	1,67	—
Al ₂ O ₃	12,88	19,73
Fe ₂ O ₃	3,10	5,25
Cr ₂ O ₃	0,045	—
FeO	9,07	8,15
MnO	0,21	—
MgO	7,14	4,30
CaO	10,00	5,94
Na ₂ O	1,22	3,83
K ₂ O	3,64	0,99
P ₂ O ₅	0,14	—
H ₂ O	1,34	0,87
Сумма	100,76	100,79

1—норит-сиенит (монзонит), с. Сальково, р. Ю. Буг

2—норит, Гнивань, р. Ю. Буг.

Биотито-роговообманковые гранодиориты, диорит-сиениты и диориты (собиты), занимающие значительную часть Липовецко-Дашевского района, являются более низкотемпературным ответвлением чарнокитов, в которых гиперстен заменен роговой обманкой. Собиты представляют собой темноцветные породы с многочисленными ксенолитами амфиболо-плаггиоклазового гнейса. Минералогический состав собитов следующий: полевые шпаты, кварц, биотит, роговая обманка, иногда гиперстен. Полевые шпаты представлены плаггиоклазами от олигоклаза до андезина и калиевым полевым шпатом. Плаггиоклаз преобладает в диоритах, а калиевый полевой шпат — в гранитах. Химический состав собитов характеризуется следующими анализами (табл. 36).

Породы бугско-подольского интрузивного комплекса, совместно с пироксено-плаггиоклазовыми и другими гнейсами, образуют сложные структуры северо-западного простирания, которые Д. Н. Соболев (1936) объединяет в орогенную зону так называемых «бугитов», возникших в эпоху бугского диастрофизма; последний, по мнению Д. Н. Соболева, соответствует постионийскому диастрофизму Балтийского щита. Это

Таблица 36

Химический состав собитов

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
1	67,80	17,80	1,60	2,98	1,50	4,44	3,51	0,93	0,61	101,17
2	66,44	16,16	1,82	2,50	1,80	4,13	4,22	2,70	0,75	100,52
3	60,61	19,54	2,30	4,13	2,02	4,92	3,88	2,04	0,73	100,17

1—пироксеновый гранодиорит, с. Марьяновка; 2—биотитовый гранодиорит, с. Дашев; 3—диорит-сиенит, с. Жаданы.

положение находит в последнее время свое подтверждение и в работах Н. П. Семененко (1951), считающего, что «древнейшими складчатыми сооружениями Украинского кристаллического массива являются побужские и приднепровские северо-западные складчато-интрузивные зоны».

Массивы чудново-бердичевских гранитов

Массивы чудново-бердичевских гранитов занимают в пределах Украинского кристаллического щита довольно большую площадь, включающую (с севера на юг) район г. Шепетовки, верховье р. Случи, верховье р. Тетерева и бассейны его правых притоков — рр. Гнилопять и Гуйва, верховье р. Роставица (правый верхний приток р. Росси), верхнюю часть бассейна р. Ю. Буга, и частично верховье р. Соби.

Название «бердичевский гранит» было дано впервые К. И. Феофилактовым (1851а) серому мелкозернистому порфиоровидному граниту, содержащему в качестве существенной примеси гранат; гранит обнажался по р. Гнилопять от с. Райки вплоть до верховьев реки. Аналогичный гранит, обогащенный пегматитовым материалом, был встречен С. В. Бельским (1923) в окрестностях с. Чуднова и назван им чудновским. Н. И. Безбородько (1929) объединил оба названия и дал этому типу гранита название чудново-бердичевского. На комплексной геологической карте м-ба 1 : 500 000 чудново-бердичевский гранит описан как «гранит серый, контаминированный шепетовско-бердичевский, гранодиориты и палингенезированные гнейсы» (Л. Г. Ткачук, Г. Я. Лепченко, П. К. Заморий) и «гранит серый порфиоровидный гранато- (кордиерит-силлиманит) биотитовый и палингенезированные гнейсы» (Л. Г. Ткачук, Ф. К. Лапчик, П. К. Заморий). В одной из своих работ В. И. Луцицкий (1927) отождествляет гранатовые граниты, содержащие кордиерит, и чудново-бердичевские граниты с кинцигитами и считает наиболее вероятным их осадочное происхождение. В дальнейшем В. И. Луцицкий (1939б) придает большое значение в образовании кордиеритовых пород ассимиляции гранитной магмой житомирского типа пород мергелистого характера.

Площадь распространения массивов чудново-бердичевского гранита, включая также полосу гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов и мигматитов Подолии с проявлением мелких тел чудново-бердичевского гранита, примыкает к обширному и сложному Побужскому массиву гиперстеновых и гиперстено-биотитовых гранитов, монцонитов и норитов. На указанной площади выделяются три больших массива чудново-бердичевского гранита. Наиболее крупный из этих массивов расположен на изгибе указанной выше полосы при изменении ее простираения из субмеридионального на юго-восточное. По отдельным выходам и карьерам этот массив, который можно назвать Казатинским, вскрывается в верховьях р. Тетерева и по

р. Тетеревке от г. Иванополя до г. Чуднова, по р. Гнилопяти, от ее верховьев до района г. Троянова и по р. Гуйва, впадающей справа в р. Тетерев, несколько выше г. Житомира. Дальше в юго-восточном направлении массив переходит в верховье р. Росси, где он прослеживается по р. Роставице, правому верхнему притоку р. Росси, от района г. Казатина примерно на 35 км по прямой линии вниз по течению. Массив насыщен ксенолитами разнообразных гнейсов: пироксено-плагиоклазовых, гранато-кордиерито-биотитовых, гранато-биотито-плагиоклазовых, гранато-графито-биотито-плагиоклазовых и др. Реже (верховье р. Гнилопять, с. Жежелев) гранит содержит ксенолиты силифицированных известняков.

Второй массив чудново-бердичевских гранитов и гранодиоритов распространяется на районы г. Любара, с. Полонного, р. Хоморы и г. Шепетовки. Массив сложен серым чудново-бердичевским гранитом. Северо-западная краевая фация массива представлена серым до темно-серого однородно-среднезернистым роговообманково-биотитовым гранодиоритом (Безбородько, 1929). Массив содержит пачки инъекционных гнейсов, ориентированных в северо-западном направлении.

Третий значительный массив чудново-бердичевских гранитов, разобщенных значительными пачками гнейсов, вытянутых в северо-западном направлении, прослеживается вкрест простирания гнейсов в верховьях р. Случи от г. Старо-Константинова до с. Острополя и выше.

По Н. П. Семененко (1951), биотито-гранато-кордиеритовые гнейсы и массивы чудново-бердичевских гранитов образуют крупную антиклинальную купольную структуру северо-западного простирания, в ядре которой залегает чудново-бердичевский гранит. В пределах отдельно взятого крупного массива чудново-бердичевского гранита часто наблюдается приуроченность более мелких интрузивных тел этого же гранита к антиклинальным структурам в гнейсах (р. Тетеревка, верховье р. Тетерева, верховье р. Случь).

Кроме указанных выше трех крупных массивов, чудново-бердичевский гранит встречается в виде небольших тел в пределах полосы гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов и мигматитов Подолии, на протяжении от верховьев левых верхних притоков р. Ю. Буга в районах сс. Люлинцы—Гулевцы до района г. Могилев-Подольска на юге (с. Хоменки). Чудново-бердичевский гранит выходит на дневную поверхность также в бассейне р. Соб от верховьев до с. Дашево.

Чудново-бердичевский гранит — это серая до темно-серой, средне- до крупнозернистой порода с однородной, часто порфиroidной структурой. Содержание главных породообразующих минералов в этом граните меняется в следующих пределах: кварц 25—30%, плагиоклаз (№ 20—30) 30—50%, микроклин (микроклин-пертит) 5—30%, биотит 5—10%, гранат от единичных зерен до 15%. Кордиерит и графит встречаются sporadически. Иногда содержание кордиерита достигает 15—20% и графита 5%. Среди аксессуарных минералов в чудново-бердичевских гранитах, по данным М. Н. Ивантишина и А. Я. Хатунцевой, можно встретить: циркон, циртолит, топаз, турмалин, монацит, ксенотим, апатит, силлиманит, андалузит, ставролит, дистен, роговую обманку, пироксен, ильменит, лейкоксен, рутил, анатиз, пирит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит.

Следует отметить, что кордиерит и гиперстен в чудново-бердичевских гранитах встречаются на участках, где среди пород гнейсовой толщи присутствуют пироксен-плагиоклазовые и гранато-кордиерито-биотитовые гнейсы. Среди гранато-графито-биотитовых, гранато-биотито-плагиоклазовых, роговообманково-биотито-плагиоклазовых гнейсов в интрузивных телах чудново-бердичевского гранита кордиерит и пироксен отсутствуют, и среди аксессуарных минералов присутствуют андалузит, ставролит, сил-

Состав	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.	% сод.	Мол. кол.
SiO ₂	65,48	1 091	62,28	1 087	66,34	1 104	65,96	1 098	67,28	1 121	66,54	1 108	65,08	1 084	61,98	1 032	66,12	1 101
TiO ₂			0,20	3	0,40	5	0,49	6	0,23	3	0,37	5						
Al ₂ O ₃	15,94	156	16,12	153	15,35	151	14,00	137	13,40	131	15,11	148	16,30	160	19,05	186	16,59	163
Fe ₂ O ₃	1,46	9	1,63	10	0,60	4	0,27	2	2,50	16	0,79	5	1,80	11	1,77	11	1,20	7
FeO	2,72	38	2,99	42	4,98	70	5,45	76	4,03	56	6,03	84	3,25	45	3,12	43	3,14	43
MgO	1,83	46	2,02	51	1,90	47	1,99	59	1,95	23	2,55	64	2,28	57	1,16	29	1,36	34
MnO	0,03	—	0,05	1	0,03		0,05	1	0,04		0,09	1						
CaO	1,99	36	2,36	42	1,91	31	2,27	40	1,50	27	1,96	35	2,73	48	3,34	60	3,56	63
Na ₂ O	3,53	57	3,00	48	3,07	50	3,73	60	2,75	44	2,82	45	3,73	60	4,10	66	3,47	56
K ₂ O	6,48	69	5,544	58	3,01	32	4,05	43	5,26	56	2,04	21	4,61	49	3,88	41	4,31	46
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,09	1	0,05		0,09	1	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0,29	4	0,24	3	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,95	50	0,04	2	0,33	18	0,21	11	0,16	9	0,06	3	0,72	39	0,88	50	0,15	16
П.п.п.	—	—	—		1,20	—	0,81	—	0,86	—	1,08	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,41	—	99,23	—	99,50	—	99,57	—	100,10	—	99,44	—	100,50	—	99,28	—	99,90	—
Удельный вес	—	—	—	—	2,732	—	2,790	—	2,76	—	2,809	—	—	—	—	—	—	—

1—чудново-бердичевские граниты, г. Чуднов, карьер; 2—средний состав чудново-бердичевских гранитов; 3—чудново-бердичевские граниты, с. Жежелев, р. Гнилопять, гранитный карьер (Институт геологических наук АН УССР, аналитик С. А. Панченко); 4—чудново-бердичевские граниты, обнажение по р. Поганка, приток р. Соби (Институт геологических наук АН УССР, аналитик С. А. Панченко); 5—чудново-бердичевские граниты, с. Хоменки, р. Мурафа, обнажение в 45 км к северо-востоку от г. Могилев-Подольска (Институт геологических наук АН УССР, аналитик П. П. Корниенко); 6—чудново-бердичевские граниты, обнажение близ с. Пиков, р. Сливовод (Институт геологических наук АН УССР, аналитик П. П. Маховка); 7—чудново-бердичевские граниты, р. Гуйва, с. Котельня; 8—шепетовские гранодиориты, с. Новенькая Рудня, Шепетовка; 9—шепетовские гранодиориты, с. Судилкова, Шепетовка.

лиманит, дистен, графит, а также альмандин и биотит. На общем фоне гнейсов зоны плутоно-метаморфизма, служивших кровлей интрузии чудново-бердичевского гранита, наблюдается появление в гнейсах и гранитах минералов зон контактового метаморфизма, на одних участках кордиерита и на других участках пользующегося локальным развитием андалузита, в зависимости от состава вмещающих пород.

Для Побужья тесная связь между магматическими и метаморфическими процессами была впервые отмечена Н. П. Семененко (1950). Чудново-бердичевские граниты, тесно генетически связанные с чарнокитовыми породами Побужья и представляющие их наиболее кислую, периферическую фацию, являются древними нижеархейскими гранитами Украинского кристаллического массива. Они пересекаются серыми мелкозернистыми двуслюдистыми житомирскими и розовыми аплито-пегматоидными гранитами и их пегматитами. Местами под влиянием магмы розовых аплито-пегматоидных гранитов происходит интенсивное изменение как чарнокитовых пород, так и чудново-бердичевских гранитов, сопровождающееся новообразованиями в первую очередь розового микроклина, кварца, а также местами биотита.

Химический состав чудново-бердичевских гранитов характеризуется анализами, приведенными в табл. 37.

Чудново-бердичевские граниты произошли путем ассимиляции магнезиально-железистых метаморфических пород гранитной магмой, в которой благодаря избытку MgO, FeO могли образоваться магнезиально-железистые алюмосиликаты — кордиерит и гранат. Состав граната из гранитов (I) и пегматитов (II) следующий:

	I	II
Альмандина	78,05%	75,97%
Пиропа	16,63%	19,16%
Гроссуляра	3,38%	3,25%
Спессартина	1,94%	1,62%

Отличительной геохимической особенностью чудново-бердичевских гранитов является наличие аксессуарного монацита в глубинных фациях при полном отсутствии ортита. В чудново-бердичевских гранитах широко развиты сингенетические слепые выделения пегматита неправильной формы без ясно выраженной зональной текстуры и с постепенными переходами в гранит. Секущие дайки пегматитов в большинстве маломощны, немногочисленны и практического значения не имеют.

Чудново-бердичевские граниты и их мигматиты широко используются как бутовый и местами тесовый камень. С чудново-бердичевскими гранитами и их мигматитами связаны также многочисленные месторождения первичных каолинов, среди которых встречаются твердые пеликаниты, часто выступающие в виде холмов.

Из гипергенных минералов в чудново-бердичевских гранитах может быть упомянут железистый β -палыгорскит, встреченный в Жежелевском карьере в виде прожилков по трещинам отдельности.

Массивы звенигородских плагиогранитов и гранодиоритов бассейна р. Горный Тикич

Гранодиориты и плагиограниты выступающие по рр. Горный и Гнилой Тикичи описывались в литературе под различными названиями. Букские гранодиориты В. И. Лучицкий (1919) назвал мелкоочковыми гнейса-

ми, В. Н. Чирвинский (1930), Л. Г. Ткачук (1929) и др. вслед за ним эту породу неоднократно называли амфиболо-биотитовыми ортогнейсами; такие же породы из района сс. Шаулихи и Глыбочек В. Н. Червинский описывал под названием кварцевых диоритов. Плагииграниты р. Гнилой Тикич назывались гнейсами, ортогнейсами и, наконец, Н. И. Безбородько (1935а) назвал их гранодиоритами звенигородско-кремненчугского типа. В. Н. Чирвинский называет эту породу звенигородскими плагноклазовыми гранитами.

Массивы гранодиоритов. В районе р. Горный Тикич известны три значительных массива гранодиоритов. Кроме того, ксенолиты гранодиоритов широко распространены среди более молодых гранитов р. Горный Тикич.

Наиболее крупный массив гранодиоритов находится в верхнем течении р. Горный Тикич. Он вытянут в северо-западном направлении и занимает площадь свыше 100 км². Северо-восточный контакт этого массива с боковыми породами вскрыт рекой во многих местах. В районе с. Березовки гранодиориты интрузивно контактируют с черными биотит-амфиболовыми гнейсами. Простирание контакта — северо-западное, падение плоскости контакта — на северо-восток. В районе сс. Антоновки и Буки с гранодиоритами непосредственно контактируют розовые аплитовидные и серые граниты Антоновского массива. В скалах, по берегам реки, наблюдаются многочисленные ксенолиты гранодиоритов в гранитах и жилы гранитов и пегматитов в гранодиоритах. Ксенолиты гранодиоритов в гранитах наблюдаются также в районе с. Черной Каменки. Южный контур этого массива установлен в районе с. Иванькова, где он контактирует с амфиболитами, а его пересекают жилы аплитовидных гранитов. Контакт гранодиоритов с гранитами в юго-западной части массива обнажается в верхнем течении балки Полковничей, между сс. Монастырьком и Кишенцами. Здесь розовые граниты внедрились в гранодиориты и содержат их ксенолиты. Выходы гранодиоритов, относящиеся к описываемому массиву, наблюдаются также по балке Поповка, в районе сс. Крачковки и Поповки. Как далеко этот массив продолжается в северо-западном направлении, прямых данных нет; однако наличие ксенолитов гранодиоритового состава в аплитовидных гранитах с. Бузовки говорит о том, что эти породы широко распространены и в верхнем течении р. Горный Тикич.

Как бы на продолжении первого массива к юго-востоку выступает второй небольшой массив гранодиоритов в районе с. Шаулихи. Однако его нельзя считать в прямом смысле продолжением первого массива, так как их разделяет более молодой довольно крупный массив гранитов, выступающий в районе сс. Юрполя и Черной Каменки, заключающий в себе многочисленные ксенолиты и блоки биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов и биотитовых гнейсов. Массив гранодиоритов в районе с. Шаулихи прослеживается вдоль левого берега р. Горный Тикич больше чем на 1 км. Он вытянут в северо-западном направлении; в этом же направлении наблюдается и первичная ориентировка минералов в породе.

Третий массив гранодиоритов находится между Тальным, Глыбочком и Корсункой. Скалистые выходы гранодиоритов, относящиеся к этому массиву, выступают по балке Одайской (правый приток р. Горный Тикич), по берегам р. Горный Тикич, ниже Тальновских карьеров до с. Глыбочек и в других местах. Крупные ксенолиты гранодиоритов в розовых гранитах встречены близ с. Глыбочек и выше с. Корсунки. Первичная ориентировка минералов в гранодиоритах балки Одайской — северо-запад 320—325°. В ряде мест в гранодиоритах наблюдаются жилы и блоки розовых гранитов.

Все три массива гранодиоритов вытянуты в северо-западном направлении, что свидетельствует о связи их с древними структурами северо-западной ориентировки. Во всех этих массивах породы почти одинаковы как по внешнему облику, так и по минералогическому составу. Макроскопически это серые или темно-серые, массивные, гранитного облика, среднезернистые породы, состоящие из серого (местами розовато-серого) полевого шпата, серого кварца, биотита и роговой обманки. Полевой шпат нередко дает крупные удлиненные кристаллы размером 3—5 мм; порода в этом случае принимает порфиroidный облик. Удлиненные кристаллы полевого шпата, кварца и других минералов, расположены длинной осью в северо-западном направлении. В этом же направлении ориентированы длинной осью и ксенолиты гнейсовых пород, заключенные в гранодиорите.

Минералогический состав гранодиоритов следующий: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка, сфен, апатит, рудные минералы — циркон, ортит; вторичные: эпидот-цоизит, серицит, хлорит. Структура породы гипидиоморфно-зернистая и порфиroidная. Плагиоклаз — господствующий минерал в породе — принадлежит олигоклазу и андезину (№ 22—35), преобладают плагиоклазы, близкие к № 30.

Среди калиевых полевых шпатов господствует микроклин, однако наблюдается и ортоклаз. Микроклин, кроме антипертитовых вростков в плагиоклазе, встречается крупными и мелкими ксеноморфными зернами, вклинивающимися между зернами плагиоклаза и частично замещающими последние. В микроклине наблюдаются пертитовые образования в виде тонких волокнистых и жилковатых извилистых выделений.

Среди темноцветных компонентов биотит всегда преобладает над роговой обманкой. В гранодиоритах сс. Шаулихи и Глыбочек отмечались единичные зерна моноклинного пироксена. Биотит образует самостоятельные пластинчатые формы с резким плеохроизмом и развивается за счет роговой обманки путем ее замещения.

Кварц с резким волнистым угасанием неравномерно распространен в этих породах, то составляя их существенную часть, то встречаясь лишь в незначительном количестве. Представлен он неправильными ксеноморфными зернами или же в виде округлых пойкилитовых включений и мirmekитовых образований в плагиоклазе.

Химический состав гранодиоритов бассейна р. Горный Тикич представлен в табл. 38.

Данные химических анализов показывают, что гранодиориты занимают промежуточное положение между кварцевыми диоритами, с которыми они генетически связаны, и гранитами.

Массивы плагиоклазовых (олигоклазовых) гранитов. Интрузии плагиогранитов распространены к востоку от зоны гранодиоритов в бассейне р. Гнилой Тикич. Вдоль этой речки вскрыто два или три сравнительно небольших массива олигоклазовых гранитов: в районе Звенигородки, восточнее с. Лысянки и в с. Каменный Брод. В районе с. Каменный Брод, вероятно, находится юго-восточная часть массива, протягивающегося к северу от этого села. Здесь в серых олигоклазовых гранитах выступают дайки и жильные тела красных микроклинитовых гранитов и мусковитовых пегматитов. В плагиогранитах с. Каменного Брода ксенолиты гнейсов и удлиненные зерна минералов имеют северо-западную ориентировку (СЗ 340—350°). Это позволяет считать, что внедрение плагиогранитов связано с образованием древних структур северо-западного простирания. Однако первоначальные структурные элементы плагиогранита во многих местах нарушены последующими тектоническими движениями субмеридионального направления, которые обус-

Таблица 38

Химический состав гранодиоритов бассейна р. Горный Тикич

№ анализа	1	2	3	4	5
Состав					
SiO ₂	65,18	59,08	62,84	60,92	63,78
TiO ₂	0,30	0,85	0,38	0,49	—
Al ₂ O ₃	14,84	16,82	16,06	16,29	15,54
Fe ₂ O ₃	1,50	2,43	2,15	0,91	1,49
FeO	2,51	5,03	3,85	5,14	3,75
MnO	0,05	0,09	0,13	0,07	—
MgO	3,78	2,52	2,56	1,99	3,19
CaO	3,89	4,93	4,76	4,37	4,42
Na ₂ O	4,22	4,13	3,87	3,33	4,13
K ₂ O	2,79	2,14	1,95	4,52	1,92
P ₂ O ₅	0,30	0,37	0,18	0,37	—
SO ₃	Следы	0,38	0,01	0,07	—
H ₂ O	0,12	0,25	0,15	0,26	—
П.п.п.	0,63	0,90	0,71	1,15	1,10
Сумма	100,11	97,92	99,60	99,88	99,32

1—гранодиориты, левый берег р. Горный Тикич, с. Буки; 2—гранодиориты, с. Шаутиха; 3—гранодиориты, балка Олайская; 4—милонитизированные и мигматизованные гранодиориты, с. Веселый Кут; 5—гранодиориты, с. Буки (анализ В. Н. Чирвинского).

ловили местами гнейсовую текстуру плагиогранитов, ориентированную в субмеридиональном направлении. Динамические процессы наиболее интенсивно проявились в краевых зонах массива плагиогранитов, где последние постепенно переходят в мигматиты, имеющие северо-восточное простираие с разрывами и милонитизацией пород, как это, например, наблюдается в обнажениях по р. Гнилой Тикич, в нижней части с. Каменный Брод.

Каменнобродский массив плагиогранитов отделен от двух других массивов (Звенигородки и Лысянки) Бужанской синклинали, сложенной амфиболитами, инъекционными гнейсами и мигматитами. В восточной части с. Лысянки и в с. Лысянских Будищах, вероятно, располагается второй небольшой массив плагиоклазовых гранитов, однако обнажений кристаллических пород здесь мало и, возможно, что Лысянский массив непосредственно связан с Звенигородским.

Наиболее крупным и наиболее обнаженным является Звенигородский массив плагиогранитов. Но и здесь мы видим лишь его восточную и юго-восточную часть. В районе сс. Хлипновки и Неморожа граниты, контактируя с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, образуют смешанные породы гранодиоритового состава. В Звенигородке и выше этого города, по обеим берегам р. Гнилой Тикич, среднезернистыми плагиогранитами сложены живописные скалы. Восточнее Звенигородки, по балке Гудовке, выступают уже биотитовые гнейсы, а на южной окраине города плагиогранит контактирует с амфиболитами, сохранившими субмеридиональную ориентировку структур. Ниже по течению р. Гнилой Тикич амфиболиты сменяются биотитовыми гнейсами. В районе с. Ольховец, юго-западнее Звенигородки, розовато-серые плагиограниты контактируют с мигматитами, переходящими восточнее села в инъекционные биотитовые гнейсы.

Характерной особенностью плагиогранитов этого района является их динамосланцеватость, обусловленная интенсивным боковым давлением. Динамосланцеватая текстура была причиной того, что прежде эти породы

называли гнейсами. В строении древнего Звенигородского массива наблюдается аналогия с более молодыми гранитными массивами, состоящая в том, что серые среднезернистые в главной массе граниты в направлении к периферии массива постепенно приобретают розоватую окраску, обусловленную увеличением содержания калиевого полевого шпата; граниты становятся более кислыми.

Олигоклазовые граниты представляют собой серую, местами темно-серую, среднезернистую кристаллическую породу, состоящую из полевых шпатов, кварца, биотита, эпизодического амфибола, апатита, рудных минералов, циркона и вторичных минералов — серицита, эпидота, клиноцоизита, хлорита. Структура гипидиоморфно-зернистая, гранобластовая. Среди полевых шпатов господствует плагиоклаз (олигоклаз); микроклин составляет несущественную часть породы, при этом в краевой зоне массива его количество увеличивается. Плагиоклаз содержит 19—30% анортитовых молекул. Химический состав плагиогранитов приведен в табл. 39.

Таблица 39

Химический состав плагиогранитов

Состав	6	7	8	9
SiO ₂	64,42	71,60	72,12	70,80
FeO ₂	0,43	0,14	0,10	—
Al ₂ O ₃	17,65	14,94	15,65	14,34
Fe ₂ O ₃	1,64	0,17	0,77	0,77
FeO	3,08	2,16	1,42	1,77
MnO	0,11	0,05	0,03	—
MgO	1,66	0,69	0,83	0,68
CaO	3,04	3,09	2,45	3,85
Na ₂ O	4,62	5,06	5,17	6,33
K ₂ O	1,82	1,14	1,50	1,70
P ₂ O ₅	—	0,18	0,12	—
SO ₃	0,54	0,05	0,03	—
F	0,12	—	—	—
H ₂ O	0,30	0,15	0,16	—
П.п.п.	0,32	0,54	0,10	0,48
Сумма	99,75	99,96	100,45	100,72

6—плагиограниты, с. Каменный Брод; 7—плагиограниты, г. Звенигородка; 8—серые граниты, с. Ольховец; 9—гранодиориты (плагиограниты), г. Звенигородка, возле костела (анализ Н. И. Безбородько, 1935а).

Приведенные анализы показывают, что эта порода относится к семейству гранитов. Особенностью ее является преобладание в щелочах натрия над калием.

Кременчугский комплекс плагиоклазовых гранитов

Биотито-плагиоклазовые граниты этого интрузивного комплекса наблюдаются в виде ряда массивов по р. Днепру, а также в бассейнах рр. Горной и Гнилой Тикичи, где эти породы получили название звенигородских гранодиоритов. В последнее время принято считать, что кременчугско-звенигородский плагиогранитовый комплекс является древнейшим интрузивным комплексом на Украине.

По р. Днепру массивы этих гранитов выходят в районе г. Кременчуга, в сс. Таромском, Сухачевке, Старых Кайдаках и в г. Запорожье. Эти массивы согласно внедрены в толщу днепровских гнейсов, прослеживающуюся в виде складчатого пояса северо-западного простирания.

Кременчугский массив обнажается в каменоломнях г. Кременчуга и г. Крюкова, а также сс. Чикаловки и Редуты (на протяжении более 25 км по р. Днепру). В гранитах встречаются участки мигматизированных гнейсов, связанные с гранитами непрерывными переходами в виде послонных полос северо-западного простирания.

Наряду с господствующим северо-западным простиранием гнейсов наблюдаются изгибы и повороты полосы мигматизированных гнейсов и согласных с ними структур истечения самих гранитов до меридионального направления.

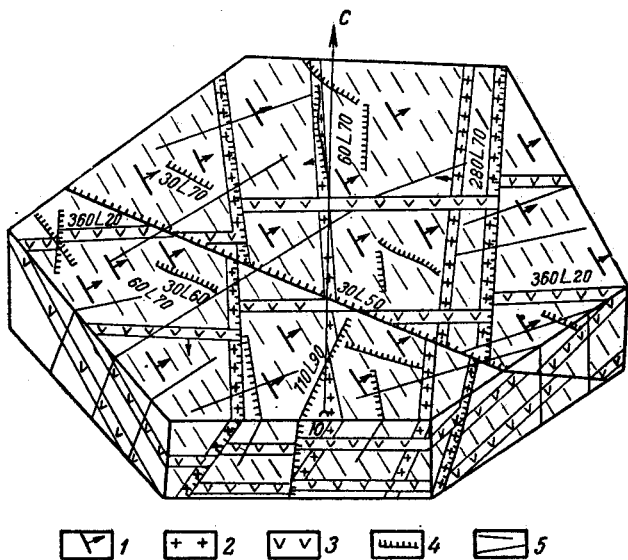


Рис. 12. Схематическая блокдиаграмма структурных элементов в каменоломне с. Чикаловки

1—темно-серые биотитовые плагиограниты со структурами; 2—жилы серых мелкозернистых гранитов; 3—жилы пегматитов; 4—плоскости смещения; 5—трещины отдельностей

Субмеридиональные простирания микроструктур в гранитах развиваются в восточной части массива, где он соприкасается со складчатой зоной кременчугской железорудной полосы. Здесь в сс. Редуты и Чикаловка наблюдаются внедрения в плагиоклазовые граниты более молодых гранитов. Биотито-плагиоклазовые граниты в карьере с. Чикаловки рассекаются жилами серых микроклин-плагиоклазовых гранитов меридионального простирания. Эти жилы серых гранитов в свою очередь пересекаются пологими жилами пегматитов широтного простирания. Обе системы жил смещены по субмеридиональным плоскостям, а кроме того по более поздней диагональной плоскости скола (рис. 12).

К западу от Кременчугского массива, в районе с. Табурище, по р. Днепру обнажается массив табурищенских порфировых гранитов, в которых наблюдается субмеридиональное простирание структур истечения; эти граниты отнесены нами к кировоградскому комплексу.

К югу, в 10 км от р. Днепра, Кременчугский гранитный массив окаймляется полосой гнейсов северо-западного простирания.

Кременчугский гранитный массив состоит преимущественно из равнозернистых плагиоклазово-биотитовых гранитов. На отдельных участках, например в каменоломне г. Крюкова, в гранитах наблюдаются выделения розовато-серых и розовых аплитов, содержащих в существен-

ных количествах микроклин. В гранитах всегда хорошо выражены и закономерно ориентированы складчатые структуры истечения. В Крюковском карьере оси этих структур имеют крутые углы падения ($65-75^\circ$). Наблюдаемые ориентированные структуры в плагиоклазо-биотитовых гранитах прослеживаются в виде плоско ориентированных скоплений биотита, агрегатов уплощенных зерен серого кварца и чередующихся среднезернистых, мелкозернистых сливных и крупнозернистых гранитов.

Т а р а м о в с к и й м а с с и в серых биотито-плагиоклазовых гранитов обнажается в каменоломнях сс. Тарамского, Сухачевки и Диевки, в окрестностях г. Днепропетровска, на протяжении более 18 км. В западной части района с. Тритузного и в восточной части г. Днепропетровска среди гнейсов северо-восточного простирания отмечены внедрения розовых гранитов, образующие зоны мигматитов.

В с. Тарамском в граниты включены крупные блоки конкордантных ксенолитов, сохраняющих северо-западное простирание, свойственное всей полосе, а также оплавленные остатки темно-серых гнейсов.

Граниты здесь являются в основном массивными мелко- и среднезернистыми породами; структуры истечения в виде ориентированного расположения минералов и их скоплений, образующие в них полосы, не везде отчетливо выражены. В большинстве случаев ориентировка минералов хорошо заметна в плане и менее заметна по падению. Господствующее направление складчатых структур при внедрении гранитной магмы было северо-западное; в этом направлении ориентированы и ксенолиты гнейсов, и структуры истечения гранитов.

При кристаллизации гранитов в процессе истечения магмы в пластическом состоянии проходили многократные подвижки. В связи с этим местами наблюдается сложный характер структур истечения в виде пересекающихся светло-серых и темно-серых полос и выделений аплитов; последние путем постепенных переходов то сливаются с основной массой гранита, то переходят в секущие слепые жилки.

С т а р о - К а й д а к с к и й м а с с и в серых биотитовых гранитов обнажается по р. Днепру в каменоломнях с. Старые Кайдаки на протяжении 5—6 км. В северной и южной частях массив окаймляется розовыми аплитовидными гранитами. Азимут линии падения структур истечения серых плагиоклазовых гранитов $210-235^\circ$, угол $60-90^\circ$.

В с. Чапли, на противоположном берегу р. Днепра, биотито-плагиоклазовые граниты и связанные с ними мигматиты пересекаются более молодыми красными аплитовидными гранитами. Остаются неясными возрастные соотношения этих гранитов с роговообманковыми гранодиоритами с. Лоцманской Каменки, залегающими к северу от Старо-Кайдакского массива.

З а п о р о ж с к и й м а с с и в серых биотито-плагиоклазовых гранитов обнажается в каменоломнях г. Запорожья, где структуры истечения этих пород в основном сохраняют северо-западное простирание (азимут линии падения $220-240^\circ$, угол 80°). С северо-востока граниты окаймляет полоса инъекционных гнейсов, обнажающихся в нижнем течении р. Мокрой Московки.

Интересно, что в гранитах Запорожского массива наблюдаются зоны с шаровыми текстурами. Шаровые отдельности размерами до 10—30 см в диаметре имеют концентрически-поясовое и вместе с тем радиальное сложение; в центре их иногда наблюдаются мелкие ксенолиты амфиболита. Внутри шаровых отдельностей наблюдается от одной до трех концентрических полос шириной до 1,5 мм, обогащенных биотитом. Ядро шаровых выделений представлено нормальным биотито-плагиоклазовым гранитом. В зоне развития шаровых отдельностей часто наблюдаются

ксенолиты амфиболита, частично превращенные в биотит, и своеобразные структуры завихрения, повороты и «окатывания» ксенолитов.

Во всех рассмотренных массивах граниты отличаются мелко- и среднезернистой структурой и массивным сложением; обычно в них наблюдается ориентированное расположение минералов, местами создающих участки флюидально полосчатых структур (толщина полос до 1—5 см), обусловленных чередованием среднезернистых, мелкозернистых, светлых и темно-серых разностей. В гранитах часто наблюдаются протокластические структуры, выражающиеся в общей дезинтеграции массы между зернами. Биотит нередко бывает измят и местами растерт в мелколистоватую сетчатую массу, вытягивающуюся цепочками вдоль дезинтегрированных участков.

Граниты состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и участками неравномерно в них присутствует микроклин в количестве 5—10%. Кварц составляет до 30% породы, биотит — 5—15%. Изредка, наряду с биотитом, наблюдаются единичные зерна роговой обманки. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, магнетит и пирит, из вторичных — эпидот, серицит и кальцит. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 22—28.

Химический состав гранитов характеризуется следующими анализами (табл. 40).

Таблица 40

Химический состав плагиоклазовых гранитов р. Днепра

Состав	Плагиокла- зовые граниты с. Крюкова	Плагиокла- зовые граниты г. Кременчуга	Серые граниты с. Тарамского	Плагиокла- зовые граниты г. Кременчуга
SiO ₂	69,28	69,62	69,84	69,17
TiO ₂	0,36	0,39	0,38	0,42
Al ₂ O ₃	15,35	13,19	13,17	13,78
Fe ₂ O ₃	3,02	—	3,34	1,93
FeO	1,86	4,17	2,24	2,55
MnO	0,28	0,05	0,05	—
MgO	1,23	1,02	1,23	1,01
CaO	3,74	3,10	3,64	3,27
Na ₂ O	2,95	4,01	2,18	5,38
K ₂ O	0,98	2,34	1,32	1,35
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,01	—
П. п. п.	0,28	0,88	0,61	0,72
Влага	0,26	0,31	0,48	—
Сумма	99,65	99,13	98,49	99,58

Анализы произведены в Институте геологических наук Академии наук УССР.

Минеральный состав гранитов: плагиоклаза — 32,39%, ортоклаза — 5,28%, кварца — 42,6%, темноцветных минералов — 18,6%.

Древние ультраосновные и основные породы Побужья

Об относительно широком распространении ультраосновных пород в пределах Побужья стало известно очень недавно, в результате работ, проведенных Украинским геологическим управлением.

Предыдущими исследователями ультраосновные породы в пределах Среднего Побужья были отмечены только в одном пункте по р. Ю. Бугу,

севернее с. Завалья. Из-за наличия в них хромитов, эти породы неоднократно и детально изучались рядом геологов (Коровниченко, 1948; Ткачук, 1940а).

В районе с. Завалья ультраосновные породы залегают в виде двух небольших линз (мощностью 1—2 м), простирающихся в северо-восточном направлении согласно общей полосчатости вмещающих их пород. По простираению они выклиниваются в обе стороны на расстояние 5—10 м. Вмещающие породы представлены чарнокитами, гранитами и пегматитами, довольно часто наблюдающимися и в ультраосновных породах в виде тонких извилистых жилков.

Несмотря на небольшой размер тел, ультраосновные породы этого участка характеризуются весьма разнообразным петрографическим составом.

Л. Г. Ткачук (1940а), проводивший здесь детальные петрографические исследования, различает среди этих пород перидотиты, делящиеся на гарцбургиты и верлиты, и пироксениты, которые делятся на гиперстениты, вебстериты, диаллагиты, ариезиты, плагиоклазовые пироксениты и хромитовые пироксениты. Все эти петрографические различия рассматриваемых пород встречаются здесь совместно и тесно связаны между собой постепенными переходами.

Учитывая форму залегания тел ультраосновных пород, а также характер их контактов с вмещающими гранитными породами, можно предположить, что они являются ксенолитами в чарнокитовых гранитах.

Более широкое распространение ультраосновных пород было установлено работами Украинского геологического управления 1950—1951 гг. в районе среднего течения р. Ю. Буг—от с. Люшневатой до г. Первомайска.

На этом участке ультраосновные породы представлены серпентинитами, в той или иной степени сохранившими реликтовую структуру перидотитов и пироксенитов. Серпентиниты были встречены в районе сс. Липовеньки, Капитановки, Подгурье, Гарноватая, по балке Сухая Деренюха и р. Синюха, севернее с. Синюхин Брод.

Выходы серпентинитов на поверхность очень редки. В пределах указанного района они были констатированы всего в трех местах — на левом берегу р. Ю. Буга, восточнее с. Зеленая Левада, по балке Сухая Деренюха, южнее с. Грузенек, и по р. Синюхе, севернее с. Синюхин Брод.

Гораздо чаще встречаются выходы образований коры выветривания серпентинитов; представленной бурыми железняками, нонтронитами и вторичным кварцитом. Такие выходы наблюдались по балке Сухая Деренюха, по р. Мокрая Деренюха, в сс. Липовеньки, Капитановка, к востоку от с. Подгурье и по р. Синюха в северной части с. Олешки.

Все выявленные массивы серпентинитов более или менее детально изучены. Установлено, что серпентиниты образуют крупные линзовидные тела, вытянутые согласно общей полосчатости вмещающих пород. Залегают они или в габбро-амфиболитах и амфиболитах, с которыми часто перемежаются и образуют постепенные переходы или в осадочно-метаморфических породах хоцевато-завальевского комплекса, где серпентиниты, как и породы этого комплекса, в значительной степени подверглись воздействию гранитных интрузий. Последние, по-видимому, в значительной степени ассимилировали и разобщили отдельные массивы серпентинитов, в связи с чем они совместно с амфиболитами образовали крупные ксенолиты в гранитах (сс. Капитановка, Липовеньки). Вместе с тем среди серпентинитов встречаются жилы гранитов мощностью до 2—3 м (с. Капитановка, балка Сухая Деренюха). На контакте серпентинитов с гранитами наблюдаются реакционные каемки, сложенные биотитом

(сс. Липовеньки, Капитановка) талько-хлоритом (балка Сухая Деренюха), тремолитом и актинолитом (с. Капитановка).

Серпентиниты обычно массивны, только изредка в них наблюдается слегка выраженная полосчатость, обусловленная неравномерным размещением рудных минералов.

Основные магматические породы типа габбро-амфиболитов и амфиболитов, генетически тесно связанные с ультраосновными породами, широко распространены в пределах Побужья и залегают в периферической части более крупных тел ультраосновных пород (с. Терноватое, балка Сухая Деренюха, с. Капитановка), либо как и последние образуют согласные залежи в древних осадочно-метаморфических породах (сс. Хошеватое, Завалье, Люшневатое). Наиболее часто эти породы встречаются в виде ксенолитов, небольших пачек и полос среди гранитов и чарнокитов.

Особенно часто ксенолиты габбро-амфиболитов встречаются в чарнокитах, которые на отдельных участках буквально переполнены ими. Ширина отдельных полос амфиболитов достигает 500—600 м. Амфиболиты и габбро-амфиболиты тонкополосчаты. Полосчатость обусловлена чередованием тонких полос, обогащенных амфиболом, и пироксеном с полосами, обогащенными плагиоклазом, а также ориентировкой всех минералов в одном направлении.

Среди пород основного ряда различаются: а) амфиболиты и амфиболо-пироксениты, состоящие из одного амфибола или амфибола с пироксеном; б) габбро-амфиболиты, сохранившие в той или иной степени структуру первичной габбровой породы и состоящие из амфибола, пироксена и основного плагиоклаза; в) плагиоклазовые амфиболиты, являющиеся разностью габбро-амфиболитов, в которой пироксен полностью замещен амфиболом.

Относительно времени и характера интрузий основных и ультраосновных пород Побужья среди геологов, изучавших эти породы, нет единого мнения. Некоторые из них (Лучицкий, 1927, 1936; Козловская, 1928) склонны значительную часть основных пород (амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты) рассматривать как осадочно-метаморфические породы и объединять их с древним осадочно-метаморфическим комплексом пироксено-плагиоклазовых гнейсов Побужья. Последние работы Украинского геологического управления, которыми установлена генетическая связь амфиболитов и габбро-амфиболитов с типичными магматическими породами (серпентинитами, пироксенитами и перидотитами) опровергли эти заключения. Также не обосновано предположение ряда исследователей (Ткачук, 1940а и др.) о разновозрастности интрузий основных и ультраосновных пород Побужья. Эти исследователи относят амфиболиты и габбро-амфиболиты к древним образованиям синхроничным хошеватозавальевскому комплексу, в то время как ультраосновные породы типа пироксенитов и перидотитов рассматриваются ими как крайние ультраосновные дифференциаты магмы, давшей чарнокитовый комплекс пород.

То обстоятельство, что основные и ультраосновные породы встречаются совместно и образуют постепенные переходы, говорит об одновременном и совместном их образовании, а петрографические их различия связаны с дифференциацией одной исходной магмы.

Значительная степень метаморфизма и тесная связь основных и ультраосновных пород с древним осадочно-метаморфическим комплексом также указывают на почти одновременное их образование. Вероятнее всего основные и ультраосновные породы внедрялись в толщу осадочных пород в виде межпластовых жил и линзовидных интрузивных тел.

В чарнокитах и других гранитах, встречаемых в пределах Среднего Побужья, ультраосновные и основные породы образуют ксенолиты, что говорит об их более древнем возрасте, чем возраст гранитов и чарнокитов.

Учитывая все вышеизложенное, возраст основных и ультраосновных пород Побужья можно определить как нижнеархейский и образование их можно приурочить к концу формирования бугско-днепровской гнейсовой серии.

Метабазиты Украинского кристаллического массива

Метабазиты (амфиболиты) Украинского кристаллического массива большинством исследователей рассматривались как породы, образовавшиеся в результате метаморфизации главным образом магматических основных пород, преимущественно эффузивной фации.

В настоящее время можно считать доказанным (Тарасенко, 1914; Семененко, 1949; Ткачук, 1940а; Усенко, 1948; Юрк и др.), что подавляющее большинство амфиболитовых пород являются ортоамфиболитами. К этой группе относятся амфиболиты Побужья, часть амфиболитов с реликтами пироксена из бассейнов рр. Гнилого и Горного Тикичей, амфиболиты рр. Саксагани, Ингульца, Базавлука, Мокрой Суры и Чертомлыка, амфиболиты Верховцевской, Орехово-Павлоградской и Конкской магнитных аномалий, а также амфиболиты Обиточной, Кильтичии, Берды и других рек Западного Приазовья. Лишь амфиболиты, переслаивающиеся с графитовыми, роговообманковыми и другими парагнейсами Побужья, рр. Горного и Гнилого Тикичей и верхней части бассейна р. Берды, быть может, генетически связаны с парагнейсами; поэтому не исключается принадлежность их к суперкрупным образованиям.

Ниже приводится петрографическая характеристика метабазитов отдельных районов.

Как уже отмечалось, в средней части Украинского кристаллического массива породы метабазитовой серии широко развиты по рр. Саксагань, Ингулец, Базавлук, Мокрая Сура и Чертомлык. Существенную роль они играют также в толщах пород, слагающих площади Верховцевской Запорожско-Конкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий. Представленные преимущественно амфиболитами, эти породы характеризуются рядом общих петрографических черт, за исключением амфиболитов. р. Саксагани (более кислых по составу).

Метабазиты Саксаганско-Ингулецкого синклиория вскрыты по рр. Саксагани и Ингульцу. По р. Саксагани они образуют полосу шириной свыше 1 км, прослеживающуюся по простиранию примерно на 40 км. По составу они отвечают амфиболитам. Внешне — это темно-серые породы, обладающие, в зависимости от степени метаморфизации и выветривания, зеленоватым или буроватым оттенком. Структура метабазитов различна: одинаково часто наблюдаются как тонкозернистые, почти афанитовые породы, так и мелкозернистые, в ряде случаев приближающиеся к среднезернистым. Значительным разнообразием метабазиты характеризуются и в текстурном отношении. Наряду с массивными разновидностями, большим развитием пользуются миндалекаменные и сланцеватые. Все эти структурные и текстурные разновидности переслаиваются между собой.

Метабазиты Саксаганско-Ингулецкого синклиория по составу отвечают амфиболитам, характеризующимся различной степенью метаморфизации. Главной составной частью метабазитов является амфибол (образовавшийся по пироксену), представленный большей частью обыкновен-

ной зеленой роговой обманкой, реже актинолитом, и альбитизированный плагиоклаз или более основная его разновидность (№ 40—45), как это имеет место в метабазах р. Ингульца. В некоторых случаях в наиболее измененных породах главными породообразующими минералами являются клиноцоизит, кварц и биотит, второстепенными — титанит, хлорит, апатит, карбонаты, магнетит, ильменит и пирит; в редких случаях встречается титаномагнетит.

Структуры метабазов рр. Саксагани и Ингульца весьма разнообразны. В породах наименее измененных обычно наблюдается бластоофитовая структура; для более измененных характерны гетеробластическая, гранобластическая, сноповидная, нематобластическая и даже лепидобластическая структуры — в зависимости от степени изменения породы.

По особенностям структуры и количественным соотношениям минералов среди метабазов Саксагано-Ингулецкого синклиория можно выделить следующие разновидности.

Эпидиобазы — структура офитовая (р. Саксагань).

Плагиоклазовые амфиболиты — структура гетеробластическая или пойкилобластическая (р. Ингулец).

Альбитизированные амфиболиты — структура гетеробластическая (р. Саксагань).

Эпидот-альбитизированные амфиболиты — структура гетеробластическая (р. Саксагань).

Эпидотизированные амфиболиты — структура гетеробластическая, частично нематобластическая (р. Саксагань).

Кварцево-биотитовые амфиболиты — структура гетеробластическая (р. Ингулец).

Кварцево-роговообманковые сланцы — структура нематобластическая (р. Саксагань).

Кварцево-биотитовые сланцы — структура гетеробластическая, частью лепидобластическая.

Эпидозиты — структура гранобластическая или гетеробластическая (р. Саксагань).

Средний количественный минералогический состав этих разновидностей (в весовых процентах) приведен в табл. 41.

Таблица 41

Минералогический состав метабазов Саксаганско-Ингулецкого синклиория

Название минерала	Эпидиобазы р. Саксагани	Плагиоклазовые амфиболиты р. Ингульца	Альбитизирован- ные амфиболиты р. Саксагани	Эпидот-альбити- зированные амфи- болиты р. Сакса- гани	Эпидотизирован- ные амфиболиты р. Саксагани	Кварцево-биоти- товые амфиболи- ты р. Ингульца	Кварцево-рогово- обманковые слан- цы р. Саксагани	Кварцево-биоти- товые сланцы р. Саксагани	Эпидозиты р. Саксагани
Роговая обманка . . .	41,2	45,3	49,2	47,8	38,1	43,5	39,9	—	—
Альбит	38,5	—	38,5	21,9	5,8	—	—	—	—
Плагиоклаз первич- ный	—	49,8	—	—	—	34,3	—	—	—
Клиноцоизит	—	—	—	18,1	38,1	—	—	—	52,2
Биотит	7,5	—	3,9	—	2,6	12,2	15,2	40,9	—
Кварц	7,2	—	2,9	6,9	10,2	4,5	40,7	51,1	40,4
Рудные минералы . .	2,5	4,9	3,1	—	—	1,5	3,0	4,6	6,1
Титанит	—	—	—	3,6	2,9	3,5	—	—	—
Прочие	3,1	—	2,4	0,7	2,3	0,5	1,2	3,4	1,3

Распространение выделенных разновидностей неодинаково. Наиболее часто встречаются альбитизированные амфиболиты, за ними следуют эпидиабазы, плагиоклазовые и эпидотизированные амфиболиты. Остальные разновидности метабазитов встречаются редко.

Минералогические особенности метабазитов, позволяющие выделить эти разновидности, сказываются и на их химическом составе. Нижеприведенные химические анализы (табл. 42) показывают, что эпидиабазы и альбитизированные амфиболиты отличаются повышенным содержанием кремнекислоты, объясняющимся содержанием в этих породах значительного количества кварца в кварцевых миндалинах, а из полевого шпата — альбита не выше № 10, в котором анортитовая молекула — более основная часть плагиоклаза — играет ничтожную роль.

Эпидот-альбитизированные разновидности являются более основными породами и характеризуются более высоким содержанием окиси магния и особенно окиси кальция, обусловленным высоким содержанием клиноцоизита.

Плагиоклазовые амфиболиты р. Ингульца являются еще более основными породами. Ингулецкие кварцево-биотитовые амфиболиты в сравнении с ними — более кислые образования, что объясняется процессами биотитизации, сопровождавшимися значительным выносом окиси магния и кальция, привносом железа и выпадением кремнекислоты в виде кварца.

Таблица 42

Химический состав метабазитов Саксаган-Ингулецкого синклиория

№ анализа	Состав								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	56,62	56,17	56,00	52,16	53,60	54,66	51,36	53,00	57,67
TiO ₂	1,29	0,99	0,99	0,67	0,67	0,59	0,57	1,46	1,29
Al ₂ O ₃	14,68	13,48	12,87	15,95	15,08	16,16	15,29	11,76	12,18
Fe ₂ O ₃	2,72	4,24	1,69	2,62	1,40	2,61	1,03	5,51	3,25
FeO	9,00	8,72	8,86	6,05	7,13	6,32	7,29	11,59	9,00
MnO	0,19	0,19	0,09	0,14	0,12	0,12	0,19	—	0,15
MgO	3,36	3,18	4,98	8,11	6,95	6,77	7,96	3,38	2,60
CaO	4,58	4,86	6,69	9,09	7,95	7,81	9,48	7,91	5,42
Na ₂ O	5,19	4,63	4,87	3,79	4,52	2,95	4,12	3,31	3,54
K ₂ O	0,54	1,98	0,90	0,24	0,55	0,21	1,25	1,68	1,84
H ₂ O+	1,49	1,66	1,34	1,24	2,36	1,90	1,44	—	—
H ₂ O—	0,46	0,49	0,45	0,42	0,10	0,20	0,18	—	1,87
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	0,93	0,74
Сумма	100,12	100,59	99,73	100,48	100,43	100,30	100,16	100,53	99,55

1—эпидиабазы, балка Глееватая, ниже шоссе, у деревянного моста (И. С. Усенко); 2—эпидиабазы, левый берег р. Саксагани, ниже балки Дубовой (И. С. Усенко); 3—альбитизированные амфиболиты, правый берег р. Саксагани, ниже балки Сербиновой (И. С. Усенко); 4—альбит-эпидотизированные амфиболиты, мелкозернистые, балка Глееватая, выше шоссе (И. С. Усенко); 5—альбит-эпидотизированные амфиболиты, мелкозернистые, правый берег р. Саксагани против КРЭС (И. С. Усенко); 6—альбит-эпидотизированные амфиболиты среднезернистые, балка Каменная (И. С. Усенко); 7—плагиоклазовые амфиболиты, левый склон р. Ингульца, против устья балки Тимашевой (И. С. Усенко); 8—амфиболиты кварцево-биотитовые, правый склон р. Ингульца, у южной окраины с. Александров Дар (В. Е. Тарасенко); 9—амфиболиты кварцево-биотитовые, правый берег р. Ингульца, у южной окраины с. Рахмановки (И. С. Усенко)

Сравнение метабазитов р. Ингульца с метабазитами р. Саксагани показывает, что петрографически они различны: первые в сравнении со вторыми являются менее измененными породами. Процессы альбитизации и эпидотизации, очень характерные для пород р. Саксагани, пород с р. Ингульца не коснулись. Последние отличаются также и отсутствием миндалин, являющихся особенностью пород р. Саксагани. Все эти различия, вероятно, вызваны не различиями в исходном материале (первичные породы, по-видимому, и в том и в другом случае были представлены базальтами), а характером процессов метаморфизации, проходивших в разные стадии.

Первая, наиболее высокотемпературная стадия метаморфизма, с которой связаны изменения состава плагиоклазовых амфиболитов р. Ингульца, протекала, по-видимому, без существенного привноса вещества. Данная стадия характеризуется внутренней (без привноса извне) молекулярной перегруппировкой, приведшей к замене пироксена базальтов роговой обманкой. Эти породы по своему химическому составу почти полностью отвечают базальтовой магме.

Для пород р. Саксагани характерны более низкотемпературные фации метаморфического процесса. Здесь метаморфизм связан с значительным развитием метасоматоза, обусловившего интенсивную молекулярную перегруппировку вещества путем обменных реакций. Приведенные химические анализы метабазитов р. Саксагани совершенно отчетливо устанавливают вынос магния и кальция и частичный привнос натрия (табл. 42, анализы 1, 2, 3).

Более низкотемпературная ступень метаморфизации этих пород качественно иная; метасоматоз, вызвавший альбитизацию плагиоклаза, сопровождался освобождением кальция, полностью использованного на образование клиноцоизита. Этот процесс, по-видимому, в ряде случаев сопровождался и некоторым привносом калия, вызвавшим частичное превращение роговой обманки в биотит.

Наконец, последняя еще более низкотемпературная стадия метаморфизма сопровождалась привносом кремнекислоты. К этому времени, по-видимому, следует относить и выполнение миндалин кварцем, а также дальнейшее преобразование метабазитов в кварцево-роговообманковые и кварцево-биотитовые сланцы.

Так можно кратко охарактеризовать метаморфические изменения, наблюдающиеся в метабазитах Саксаганско-Ингулецкого синклинория.

Метабазиты Базавлук-Чертомлыкско-Верховцевской зоны. Породы метабазитовой серии также широко развиты по рр. Базавлук, Чертомлыку, Мокрой Суре и в районе Верховцевской магнитной аномалии.

Минералогически они в общем сходны с метабазитами саксаганско-ингулецкого комплекса. Здесь также часто встречаются как плагиоклазовые, так и альбитизированные и эпидотизированные разновидности. Однако в ряде участков этой зоны метабазиты отличаются некоторыми особенностями. Так, в метабазитах р. Чертомлыка обнаружены различные зеленые сланцы, представляющие собой, по-видимому, продукт метаморфизации гипербазитов. Аналогичные породы встречены также по р. Каменке (правый приток р. Базавлука) и в разрезе Верховцевской магнитной аномалии.

В составе метабазитов рр. Базавлука, Соленой и Мокрой Суры также преобладают амфибол и полевой шпат. Характер амфибола от участка к участку меняется. В средней части р. Базавлука (район Александровки и Малой Софиевки) амфибол пятнистый, бледно-зеленого цвета, по своим свойствам близок к актинолиту; в районе с. Шолохово, по рр. Соленой и Мокрой Суре амфибол представлен типичной зеленой

роговой обманкой, форма амфибола в массивных разновидностях всегда широкопластинчатая, что указывает на образование роговой обманки по пироксену.

Плаггиоклаз в большинстве случаев альбитизирован. Исключение представляют амфиболиты с. Шолохова и р. Базавлука, а также амфиболиты, встреченные севернее пос. Мироновского, содержащие первичный плаггиоклаз, состав которого колеблется от № 42 до № 58.

Метабазиты, с основным плаггиоклазом, обнаружены также в ряде выходов по склонам средней части долины р. Базавлук (сс. Александровка, Софиевка). Состав плаггиоклаза здесь, в отличие от шолоховских метабазитов, колеблется в пределах № 44 — № 92, т. е. от кислого лабрадора до анортита.

Отмеченные различия в минералогическом составе обуславливают и петрографические особенности метабазитов указанных участков.

В метабазитовой полосе средней части р. Базавлука, наряду с амфиболитами с основным плаггиоклазом, значительным развитием пользуются альбитизированные и эпидотизированные разновидности, в редких случаях наблюдаются даже эпидозиты (балка Халабудинская).

В отличие от полосы средней части р. Базавлука, Шолоховский участок сложен главным образом амфиболитами, содержащими основной плаггиоклаз. Процессы альбитизации и эпидотизации их почти не коснулись. Для метабазитов этого участка характерна не альбитизация, а серицитизация плаггиоклаза.

На остальных участках развития метабазитов (средняя часть течения р. Соленой и бассейна р. Мокрой Суры) амфиболиты с основным плаггиоклазом встречаются сравнительно редко. Для этих участков характерно развитие главным образом альбитизированных разновидностей; довольно часто наблюдаются также в той или иной степени эпидотизированные амфиболиты — в ряде случаев до полного замещения плаггиоклаза. В целом по степени метаморфизации метабазиты этих районов ближе стоят к метабазитам средней части р. Базавлука, чем к шолоховским метабазитам.

Разновидности метабазитов, относящиеся к сланцам, по рр. Базавлук, Соленая и Мокрая Сура, почти не встречаются. Исключение представляет лишь участок среднего течения р. Соленой (между пос. Кирово—Чумаки—Зима), где обнаружены незначительные выходы актинолитовых сланцев (устье балки Глиняной и в правом склоне р. Соленой, близ с. Чистополь), состоящих из маложелезистого актинолита, близкого к тремолиту, и примеси магнетита, титанита, карбоната, хлорита, и актинолито-хлоритовых и хлоритовых сланцев, наблюдающихся в виде полосок незначительной мощности, приуроченных к зонам смятия или интенсивного рассланцевания амфиболитов. Иногда в таких зонах наблюдаются участки метабазитов, по составу отвечающие кварцево-хлоритовым сланцам.

Количественные соотношения между минералами в породах описываемой метабазитовой зоны в объемных процентах приведены в табл. 43.

Как показывают анализы химического состава (табл. 44), метабазиты рр. Базавлука, Соленой и Мокрой Суры отличаются от метабазитов Саксаганско-Ингулецкого синклиория заметно меньшим содержанием кремнекислоты, более высоким содержанием закиси железа и окиси кальция.

По химическому составу метабазиты описываемой полосы более или менее однородны и характеризуются закономерным увеличением окиси кальция от плаггиоклазовых к эпидотизированным разновидностям. В ряде выходов метабазитовые породы обладают более высоким содержанием темноцветных минералов; чем породы группы габбро; по содер-

Таблица 43

Минералогический состав метабазитов

Состав	1		2		3		4		5		6		7	
	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до
Роговая обманка . . .	48	77	40	80	58	66	52	71	45	64	53	63	30	50
Основной плагиоклаз	19	49	—	—	32	39	—	—	—	—	31	44	—	—
Альбит	—	—	12	25	—	—	28	42	10	30	—	—	8	25
Клиноцоизит	—	—	20	50	—	—	0,5	2,0	15	45	—	—	10	65
Рудный минерал . . .	1,6	2,2	0,0	1,5	1,5	2,2	1,5	2,8	0,8	1,2	2,2	2,8	1,8	2,8
Титанит	1,1	1,7	1,0	2,5	—	—	—	—	1,2	2,2	—	—	—	—
Кварц	0,2	0,5	2,0	3,0	0,0	1,3	0,0	1,5	1,5	3,5	0,2	0,3	1,5	3,0
Прочие	0,1	0,2	1,0	2,5	0,1	0,2	0,1	2,5	0,3	3,5	0,5	1,0	0,8	2,2

1—плагиоклазовые амфиболиты, среднее течение р. Базавлука; 2—эпидотизированные амфиболиты, среднее течение р. Базавлука; 3—плагиоклазовые амфиболиты, окрестности с. Шолохова; 4—альбитизированные амфиболиты, среднее течение р. Соленой; 5—эпидотизированные амфиболиты, среднее течение р. Соленой; 6—плагиоклазовые амфиболиты, р. Мокрая Сура; 7—эпидотизированные амфиболиты, р. Мокрая Сура.

Таблица 44

Химический состав метабазитов

№ анализа	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	48,44	45,84	47,00	47,06	49,68	48,06	50,60	41,54
TiO ₂	0,49	0,95	0,95	1,04	1,00	0,59	0,92	0,51
Al ₂ O ₃	16,40	16,79	19,67	16,86	11,55	15,99	8,56	27,69
Fe ₂ O ₃	1,08	1,12	1,07	5,64	5,25	0,52	9,00	6,84
FeO	11,66	11,95	9,31	10,46	11,09	12,53	9,23	0,14
MnO	0,17	0,26	0,36	0,06	0,25	0,18	0,26	0,03
MgO	7,06	7,81	7,89	3,80	7,05	5,81	6,00	0,14
CaO	10,41	9,10	10,46	10,59	11,00	13,78	13,41	21,92
Na ₂ O	2,00	3,52	2,19	1,49	2,96	0,43	0,64	0,72
K ₂ O	0,72	0,49	0,75	1,22	0,52	0,30	0,22	0,81
H ₂ O+	1,62	1,93	0,78	2,03	0,20	1,89	1,65	0,10
H ₂ O—	0,16	0,18	0,26	0,33	0,18	—	0,20	0,12
Сумма	100,21	99,94	100,69	100,58	100,73	100,08	100,49	100,56

10—плагиоклазовые амфиболиты, средняя часть р. Базавлука, балка Скелеватая (И. С. Усенко); 11—плагиоклазовые амфиболиты, р. Базавлук, с. Шолохово (И. С. Усенко); 12—плагиоклазовые амфиболиты, р. Мокрая Сура, с. Клевцово (И. С. Усенко); 13—альбитизированные амфиболиты, р. Мокрой Суры, карьер ниже с. Аполлоновки (И. С. Усенко); 14—альбитизированные амфиболиты, средняя часть р. Соленой, пос. Терноватка (И. С. Усенко); 15—эпидотизированные амфиболиты, средняя часть р. Базавлука, балка Крутая (И. С. Усенко); 16—эпидотизированные амфиболиты, средняя часть р. Соленой, балка Каменеватая (И. С. Усенко); 17—эпидозиты, средняя часть р. Базавлука (И. С. Усенко).

жанию цветных минералов они иногда занимают промежуточное положение между основными и ультраосновными породами, что в известной мере приближает их к пироксенитам и горнблендитам. Этим же обстоятельством может быть объяснено и высокое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах некоторых амфиболитов средней части р. Базавлука.

Сравнение химических анализов метабазитов рр. Базавлука, Соленой и Мокрой Суры показывает, что они несколько различны между собой. В частности, метабазиты из бассейна р. Мокрой Суры характе-

ризуются невысокими содержаниями окиси магния (почти в два раза меньшим, чем в метабазитах рр. Базавлук и Соленая), в этом отношении они близки к эпидиабазам и альбитизированным амфиболитам р. Саксагани.

Процесс метаморфизации метабазитов рр. Базавлука, Соленой и Мокрой Суры, как и метабазитов р. Саксагани, проходил в два этапа. С первым более высокотемпературным этапом связано преобразование первичных пироксеновых пород в амфиболовые. На втором — более низкотемпературном, происходила их дальнейшая эпидотизация; причем, несмотря на большое количество окиси кальция, освобождавшейся в результате разложения основных плагиоклазов, процесс эпидотизации сопровождался значительным привнесом кальция и выносом натрия. Это обстоятельство довольно четко фиксируется при сравнении химического состава эпидотизированных амфиболитов с обычными.

Метабазиты с. Чертомлыка в сравнении с метабазитами рр. Базавлука, Соленой и Мокрой Суры характеризуются более разнообразным составом. По р. Чертомлыку, как уже отмечалось, наряду с типичными амфиболитами, значительным развитием пользуются амфиболо-хлоритотальковые, хлоритотальковые, карбонатно-тальковые и другие сланцы.

Амфиболиты, обнажающиеся по балке Козарской, по существу ничем не отличаются от амфиболитов района с. Шолохова. Это те же породы, в состав которых входят в виде главных породообразующих минералов широкоплабитчатая обыкновенная зеленая роговая обманка и плагиоклаз № 48—50; второстепенные минералы представлены кварцем, магнетитом, ильменитом, клиноцоизитом и апатитом. Массивные разновидности обладают гранобластической или гетеробластической структурами, сланцеватые — переходной к нематобластической. Количественные соотношения между минералами следующие (в объемных процентах).

Роговая обманка	53,5
Плагиоклаз	42,4
Рудные	2,8
Кварц	0,6
Прочие	0,7

Итого 100,0

Ниже балки Козарской, по правому склону р. Чертомлыка, амфиболиты сменяются вышеупомянутыми сланцами, которые слагают верхнюю часть метабазитовой толщи и, по-видимому, представляют собой продукты метаморфической переработки ультраосновных пород.

По правому склону р. Чертомлык, выше железнодорожного моста обнаружены актинолититы в виде полосы мощностью до 10—15 м. Внешне — это темно-зеленые мелкозернистые породы, в основном представленные актинолитом (свыше 98%); второстепенные минералы — карбонат, ильменит, интенсивно замещенный титанитом, и хлорит, образующийся по актинолиту. Структура пород сноповидная и порфиروбластическая.

Актинолититы постепенно переходят в актинолитовые сланцы, содержащие в сравнении с актинолититами больше хлорита и карбоната и характеризующиеся типичной нематобластической структурой. В этих сланцах актинолит уже представлен маложелезистой разновидностью, окрашенной в едва заметный бледно-зеленоватый цвет.

Дальнейшее обесцвечивание актинолита ведет к образованию тремолита. Этот процесс сопровождается и некоторой хлоритизацией,

а также оталькованием и карбонатизацией породы, в результате чего возникают тремолито-хлорито-тальковые, тремолито-тальково-карбонатные, тремолито-хлоритовые и другие сланцы. Все эти породы обладают резко выраженной сланцеватой текстурой, которая в зависимости от содержания амфибола, талька и хлорита то нематолепидобластическая, то лепидобластическая, то, наоборот, нематобластическая. Значительным развитием пользуются также порфиробластические структуры, где роль порфиробластов обычно играет амфибол.

Химические анализы, приведенные в табл. 45, показывают, что амфиболиты балки Козарской аналогичны амфиболитам рр. Базавлука и Соленой.

Таблица 45

Химический состав амфиболитов, актинолититов и тальковых сланцев

№ анализа	18	19	20	21	22
SiO ₂	47,48	50,14	49,06	50,40	52,20
TiO ₂	0,83	0,28	0,32	0,15	0,18
Al ₂ O ₃	14,81	5,15	7,46	4,35	6,30
Fe ₂ O ₃	2,94	2,25	2,32	2,36	4,06
FeO	11,34	9,62	11,90	7,25	5,45
MnO	0,30	0,13	0,16	0,17	0,04
MgO	7,60	15,17	14,95	23,79	26,72
CaO	9,93	14,14	9,66	5,18	0,68
Na ₂ O	2,77	0,57	0,93	0,32	0,60
K ₂ O	0,23	0,09	0,12	0,19	0,20
H ₂ O+	1,88	2,79	3,48	5,20	3,28
H ₂ O—	0,24	0,20	0,26	0,66	0,30
Сумма	100,35	100,53	100,62	100,02	100,01

18—амфиболиты, балка Козарская, правый склон р. Чертомлыка (И. С. Усенко); 19—актинолититы, правый склон р. Чертомлыка, выше железнодорожного моста (И. С. Усенко); 20—актинолититы, там же (И. С. Усенко); 21—тремолито-хлорито-тальковые сланцы, правый склон р. Чертомлыка, ниже балки Козарской (С. П. Родионов); 22—хлорито-тальковые сланцы, правый склон р. Чертомлыка, ниже балки Козарской (С. П. Родионов).

Как видно из анализов, среди метабазитовых пород тремолито-хлорито-тальковые сланцы являются наиболее богатыми MgO. Причем, увеличение MgO идет за счет FeO и CaO. В сравнении с амфиболитами эти породы содержат довольно много воды, что объясняется значительными количествами хлорита и талька. Высокое содержание в четвертом анализе CaO обусловлено наличием в породе сравнительно большого количества карбоната, принадлежащего кальциту.

Такова в общих чертах петрохимическая характеристика метабазитов р. Чертомлыка.

Метабазиты Верховцевской магнитной аномалии сходны с аналогичными породами Чертомлыкской магнитной аномалии. Здесь породы метабазитовой серии также представлены амфиболитами и сланцами, характеризующимися довольно разнообразным составом.

Амфиболиты сложены главным образом несколько ошелоченной зеленовато-синей большей частью широкотаблитчатой роговой обманкой и альбитом. Сочетание этих двух минералов в ряде случаев образует совершенно отчетливые реликты бластоидиабазовой структуры. Как правило, такие амфиболиты содержат небольшое количество клино-

цоизита, образовавшегося в результате разложения основного плагиоклаза; с этим и связано появление в небольших количествах карбоната и кварца. В породах присутствует также небольшое количество биотита, образовавшегося за счет амфибола и титанита, представляющего собой продукт разложения ильменита. Рудные минералы представлены большей частью магнетитом и пиритом.

На некоторых участках наблюдается интенсивное замещение роговой обманки биотитом, что ведет к образованию биотитовых разновидностей амфиболитов; на других участках происходила хлоритизация амфибола, иногда настолько интенсивная, что амфибол почти полностью превращен в хлорит, а сами амфиболиты преобразованы либо в хлоритовые полевошпатовые породы без амфибола, либо в хлоритовые амфиболиты, либо в зеленые хлоритовые сланцы с различным содержанием кварца и клиноцоизита.

В Верховцевской метабазитовой толще большим распространением пользуются также эпидотизированные разновидности метабазитов с большим содержанием клиноцоизита, образовавшегося за счет разложения плагиоклаза и, вероятно, частью амфибола. В этой толще встречаются и породы, отвечающие по составу серпентинитам.

Наконец, в разрезе Верховцевской магнитной аномалии встречены метабазитовые породы — порфиритоиды и сланцы. Эти породы характеризуются большим содержанием хлорита (до 50%). В качестве главных породообразующих минералов в них выступают альбит и карбонат. В виде второстепенного минерала присутствует кварц.

Количественные соотношения между минералами пород метабазитовой полосы Верховцевской магнитной аномалии отражены в табл. 46.

Минералогический состав метабазитов

Таблица 46

Состав	Амфиболиты	Альбитизированные амфиболиты	Биотитовые амфиболиты	Карбонат-биотитовые амфиболиты	Эпидотизированные амфиболиты	Эпидотизированные хлоритовые амфиболиты	Хлоритовые амфиболиты	Хлорито-эпидотовые сланцы	Кварцево-биотито-хлоритовые сланцы	Порфиритоиды
Роговая обманка	54	55	45	70	50	45	5	—	—	—
Плагиоклаз основной	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Альбит	—	40	35	15	15	10	32	—	—	25
Клиноцоизит	1	—	1	—	30	25	5	27	7	—
Биотит	3	—	16	—	—	—	—	—	5	—
Хлорит	—	1	—	—	—	16	55	60	50	50
Карбонат	—	1	0,3	10	—	—	—	—	1,0	20
Кварц	—	—	0,5	2	—	3	—	—	35	5
Рудный минерал	1	3	2	3	2	1	3	3	1,0	—
Титанит	1	—	0,2	—	3	—	—	—	1	—

Таким образом, метабазиты Верховцевской магнитной аномалии отличаются очень разнообразным составом — от амфиболитов до зеленых сланцев. Причем в отличие от других аномалий здесь значительно большим развитием пользуются эпидотизированные, хлоритизированные сланцы, а также и серпентиниты и тальково-серпентинитовые сланцы. Характерной особенностью этих сланцев является в ряде случаев сохранность реликтов диабазовых структур даже в сильно хлоритизированных разностях.

Химические анализы, приведенные в табл. 47, показывают, что в этой группе имеются породы с малым содержанием глинозема и, наоборот, с высоким — закиси железа и окиси кальция. Минералогически эти разновидности (анализ 25) отвечают эпидотизированным актинолититам с значительным содержанием хлорита. Полевые шпаты в них почти полностью отсутствуют. Амфиболовые и амфиболо-хлоритовые сланцы (анализы 27 и 28) характеризуются довольно высоким содержанием окиси кальция и закиси железа, причем хлоритово-амфиболовые в сравнении с амфиболовыми содержат заметно больше глинозема.

Хлоритовые сланцы от прочих пород метабазитовой полосы отличаются несколько более высоким содержанием окиси магния и закиси железа, и заметно меньшим содержанием окиси кальция, что может быть связано с выносом последней из породы в процессе хлоритизации амфиболов.

В целом на основании изучения структур, минералогического и химического состава можно утверждать, что породы метабазитовой полосы Верховцевской аномалии являются ортопородами. По степени метаморфизации они различны. Среди них имеются разновидности более высокотемпературной ступени, отвечающие амфиболовым породам, и разновидности более низкотемпературные — хлоритовые и хлорито-эпидотовые сланцы.

Таблица 47

Химический состав метабазитов Верховцевской аномалии

№ анализ а	Состав									
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
SiO ₂	46,80	46,14	46,59	38,33	50,55	42,87	46,15	48,95	48,37	
TiO ₂	0,53	0,45	0,59	0,19	0,75	0,24	0,61	1,30	0,51	
Al ₂ O ₃	18,99	14,95	8,02	2,19	12,48	16,06	12,88	13,69	14,21	
Fe ₂ O ₃	2,06	1,86	4,27	4,89	4,43	1,82	1,32	2,71	1,81	
Cr ₂ O ₃	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	0,05	
FeO	6,47	9,48	14,08	8,62	10,49	9,48	10,06	14,23	13,79	
MnO	0,14	0,06	0,30	0,24	0,23	0,34	0,09	0,20	0,20	
MgO	6,48	10,82	8,52	29,66	6,30	13,29	7,71	7,78	7,93	
CaO	11,05	9,20	13,04	4,20	8,70	9,73	8,77	2,20	2,60	
Na ₂ O	2,14	1,28	1,61	0,05	1,80	0,80	1,17	1,08	1,62	
K ₂ O	0,02	0,34	0,29	—	0,02	—	0,93	—	1,01	
NiO	—	0,019	—	—	Сл.	—	—	—	Сл.	
CO ₂	1,10	—	—	—	—	0,32	—	—	—	
SO ₃	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	0,14	0,33	0,20	0,04	0,14	0,16	0,32	0,32	0,62	
П.п.п.	3,00	4,44	2,89	10,84	3,80	5,01	9,72	6,81	6,79	
Сумма	99,08	99,37	100,40	99,25	99,69	100,12	99,73	99,23	99,51	

23—амфиболовые диабазы (А. А. Макухина); 24—амфиболит (А. А. Макухина); 25—амфиболиты эпидотизированные (А. А. Макухина); 26—серпентиниты (А. А. Макухина); 27—сланцы амфиболовые (А. А. Макухина); 28—амфиболо-хлоритовые сланцы (А. А. Макухина); 29—биотито-хлоритовые сланцы (А. А. Макухина); 30—хлоритовые сланцы (А. А. Макухина); 31—хлоритовые сланцы (А. А. Макухина).

Метабазиты района Запорожско-Конкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий. Метабазиты района Запорожско-Конкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий относятся к той же серии пород, что и метабазиты рр. Базавлука, Соленой, Мокрой Суры, Чертомлыка и Верховцевской магнитной аномалии. К этому же району тяго-

геют и ультрабазиты Славгородского участка, слагающие полосу, расположенную на северном продолжении Запорожско-Конкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий.

В структурном отношении Славгородская ультрабазитовая полоса представляет одно целое с породами указанных магнитных аномалий. Это обстоятельство, а также петрографическое сходство метабазитов Славгорода, Конки и Орехово-Павлоградского участка дает некоторое основание рассматривать их как продукты метаморфизации магматических пород одного эруптивного цикла.

Петрографический анализ пород, слагающих метабазитовые и ультрабазитовые полосы описываемого района, вскрывает большое разнообразие их минералогического состава, свидетельствующее о широком процессе дифференциации магмы, давшей исходные породы. Петрохимическим изучением этих пород установлена их принадлежность к продуктам метаморфизации не только пород основной группы, но и ультраосновной — различных перидотитов и пироксенитов.

Метабазиты Запорожско-Конкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий заметно отличаются от метабазитов Саксаганско-Ингулецкого синклинория.

Метабазиты района Запорожско-Конкской магнитной аномалии являются более низкотемпературными породами. Все они содержат значительное количество хлорита, некоторые же из них характеризуются высоким содержанием талька и карбоната. По минералогическому составу среди этих пород можно выделить хлоритовые амфиболиты с различной степенью хлоритизации, актинолититы и тальково-карбонатные породы.

Хлоритовые амфиболиты и сланцы состоят из актинолита, альбита и хлорита, играющих главную роль; второстепенные минералы представлены кварцем, карбонатом, эпидотом и рудными минералами; структура гранобластическая, в разновидностях с большим содержанием хлориталепадобластическая.

Актинолититы отличаются от вышеописанных амфиболитов отсутствием полевого шпата. Эти породы на 80% состоят из актинолита, представленного широкотаблитчатыми и короткопризматическими кристаллами, являющимися, несомненно, псевдоморфозами по пироксену. Значительным распространением в этих породах пользуются также эпидот, развивающийся по актинолиту; второстепенные — карбонат и рудный минерал. Исходной породой для актинолититов, вероятно, были пироксениты.

Тальково-карбонатные породы в конкском разрезе залегают в верхней части метабазитовой толщи и представляют собой продукт дальнейшей метаморфизации ультраосновных пород (серпентинитов). Эти породы состоят из талька, карбоната и рудного минерала.

Количественные соотношения между минералами метабазитов Конкской магнитной аномалии приведены в табл. 48.

Метабазиты Орехово-Павлоградской аномалии несколько отличаются от метабазитов, вскрытых скважинами в конкском разрезе. Здесь гипербазитовая разновидность представлена не тальково-карбонатной породой и не актинолититом, а типичным серпентинизированным перидотитом.

В состав серпентинизированных перидотитов в качестве главного породообразующего минерала (85%) входит хризотил, наблюдается также в небольшом количестве антигорит. Остальные 15% приходятся на актинолит, фуксит, биотит, оливин, энстатит, хлорит, карбонат и магнетит.

Таблица 48

Минералогический состав метабазитов и тальково-карбонатных пород

Породообразующие минералы	Хлоритовые амфиболиты	Хлоритовые сланцы	Актинолититы	Тальково-карбонатные породы	Тальково-карбонатные породы
Актинолит	30,6	5,0	80,7	—	—
Альбит	39,4	9,5	—	—	—
Хлорит	17,3	70,5	—	—	—
Эпидот	5,4	1,2	17,3	—	—
Карбонат	5,3	1,4	—	44,8	44,4
Кварц	0,5	9,6	1,1	—	—
Рудный минерал	1,5	2,8	0,9	10,2	15,4
Тальк	—	—	—	45	40,2

Амфиболиты, входящие в состав метабазитовой толщи Орехово-Павлоградской магнитной аномалии, по составу различны. Среди них могут быть выделены гранатовые, пироксено-биотитовые, альбитизированные, хлоритизированные, карбонатизированные и эпидотизированные разновидности. Обычные амфиболиты, состоящие из основного плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки, встречаются сравнительно редко, более распространенными являются альбитизированные разновидности.

Из амфиболов наиболее распространена обыкновенная зеленая роговая обманка, но довольно частым является также и окрашенный в бледно-зеленый цвет актинолит. Амфиболы здесь, как и в других выходах метабазитов, являются продуктами преобразования пироксенов. Гранат представлен розовым альмандином. В качестве второстепенных минералов в описываемых метабазитах обычно присутствуют кварц, серицит, титанит, апатит, магнетит, ильменит и пирит.

Химический состав описываемых пород находится в полном соответствии с минералогическим (табл. 49).

Тальково-карбонатные породы Конкской полосы метабазитов характеризуются высоким содержанием окиси магния. Это объясняется тем, что карбонат также представлен магнезиальной разновидностью с содержанием до 15% феррокарбоната. Учитывая это, карбонат можно определить как брейнерит.

Таким же высоким содержанием окиси магния обладает и серпентинизированный перидотит с Ново-Павловки, что должно быть поставлено в связь с высоким содержанием орто- и метасиликатов магния в исходной породе.

Что касается амфиболитов, то они ничем не отличаются от амфиболитов, входящих в состав других метабазитовых полос (бассейн рр. Конка, Чертомлык, Базавлук и др.). Исключение представляет только гранатовая разновидность, которая в других метабазитовых участках пока не обнаружена. Образование гранатовых амфиболитов, по видимому, следует связывать с непосредственным контактным влиянием гранитной магмы, аплитовидные граниты и аплиты которой в виде жил пересекают Ореховскую полосу метабазитов.

Ультрабазиты Славгородского участка минералогически обладают некоторым сходством с аналогичными породами Орехово-Павлоградской и Запорожско-Конкской магнитной аномалий. Здесь обнаружены те же амфиболитизированные пироксениты, серпентинизированные перидотиты и серпентиниты.

Таблица 49

Химический состав актинолититов, перидотитов, тальково-карбонатных пород и амфиболитов

№ анализа	32	33	34	35	36
Состав					
SiO ₂	30,18	51,64	49,14	39,24	50,39
TiO ₂	0,04	0,20	0,83	0,21	0,02
Al ₂ O ₃	1,19	4,08	12,86	0,57	13,84
Fe ₂ O ₃	4,50	1,94	3,43	7,01	12,41
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,20	—
FeO	6,61	9,48	13,94	7,42	0,37
MnO	0,21	0,24	0,28	—	0,01
MgO	32,57	15,13	5,76	33,01	6,81
CaO	0,05	13,86	4,34	0,30	9,73
Na ₂ O	0,13	0,11	2,80	0,10	1,73
K ₂ O	—	0,15	0,11	0,61	1,13
NiO	—	—	—	0,49	—
H ₂ O гигр.	0,06	0,29	0,32	—	—
П. п. п.	23,62	2,48	6,13	10,90	0,84
Сумма	99,16	99,60	99,94	100,66	97,28

32—тальково-карбонатные породы, р. Конка (В. Д. Степанец); 33—актинолититы, р. Конка (В. Д. Степанец); 34—амфиболиты хлоритовые, р. Конка (В. Д. Степанец); 35—серпентинизированные перидотиты, с. Ново-Павловка (лаборатория Украинского геологического управления); 36—амфиболиты, с. Ново-Павловка (лаборатория Украинского геологического управления).

Серпентинизированные перидотиты в качестве главных породообразующих минералов обычно содержат серпентин, амфибол и оливин, второстепенные представлены тальком, хлоритом и рудным минералом.

На некоторых участках полосы породы перидотитового ряда преобразованы в типичные серпентиниты, состоящие главным образом из серпентина и рудного минерала; иногда в этих породах в качестве второстепенных минералов присутствуют актинолит, карбонат и хлорит, интенсивно окрашенный в синевато-зеленый цвет. Иногда наблюдается также небольшое количество талька.

Увеличение в таких породах содержания талька, связанное, по-видимому, с некоторым привнесом кремнекислоты, ведет к образованию тальково-хлоритовых, хлорито-тальковых и тремолито-тальковых сланцев с различными количественными соотношениями между главными породообразующими минералами. В виде примеси в них обычно наблюдается в небольшом количестве кварц и в переменных количествах (иногда до 10%) рудный минерал, представленный главным образом магнетитом.

Амфиболитизированные пироксениты пользуются меньшим развитием. Некоторые из этих пород состоят из обыкновенной зеленой роговой обманки и магнетита, количество которого иногда достигает 30%. В качестве примесей в них обычно наблюдаются в небольших количествах биотит, хлорит и карбонат. В ряде случаев эти породы путем замещения амфибола хлоритом превращаются в амфиболо-хлоритовые сланцы, содержащие в виде примеси тальк, рудный минерал и хлоритовые сланцы с амфиболом.

Кроме таких пород, в описываемой полосе ультрабазитов в небольших количествах встречаются серпентинизированные пироксениты со значительным содержанием амфибола. Серпентин представлен баститом.

Остатки пироксена принадлежат энстатиту (угасание прямое, $2v=84-88$, оптически положительный). Амфибол представлен актинолитом, являющимся, вероятно, продуктом преобразования моноклинового пироксена. В виде примеси в этих породах обычно обнаруживаются карбонат и рудный минерал.

Наряду с описанными породами в ультрабазитовой полосе Славгорода встречены в значительном количестве хлоритовые и карбонатно-хлоритовые сланцы, характеризующиеся присутствием ярко окрашенного синевато-зеленого хлорита.

В качестве примеси эти породы содержат карбонат, рудный минерал, иногда бесцветную слюду, местами содержание карбоната значительно увеличивается и хлоритовые сланцы превращаются в карбонатно-хлоритовые.

Среди славгородских ультрабазитов встречены также антофиллитотремолитовые сланцы (балка Шатохина). Эти породы также являются продуктом метаморфических преобразований пироксенитов.

В заключение надо отметить, что среди пород Славгородской метабазитовой полосы значительным развитием пользуются амфиболиты (альбитизированные, эпидотизированные и хлоритизированные), которые почти не отличаются от амфиболитов других районов (Базавлук, Соленая и др.).

Количественные соотношения между минералами славгородских ультрабазитов, как это видно из табл. 50, в общем отвечают выделенным разновидностям.

Таблица 50

Минералогический состав ультрабазитов
Славгородского района

Породообразующие минералы	Серпентинизированные перидоты	Амфиболовые серпентиниты	Серпентиниты	Амфиболо-карбонатные серпентиниты	Амфиболо-талковые сланцы	Хлорито-талковые сланцы	Амфиболо-хлоритовые сланцы	Амфиболитизированные пироксениты	Баститизированные пироксениты	Хлоритовые сланцы	Карбонатно-хлоритовые сланцы
Пироксен	—	—	—	—	—	—	—	50	10	—	—
Оливин	10	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хризотил-антигорит	50	90	93	85	—	—	—	—	—	—	—
Бастит	—	—	—	—	—	—	—	—	75	—	—
Актинолит	15	8	—	6	—	—	47	45	14,9	—	—
Тремолит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—
Антофиллит	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—
Анортит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	3	—	—	—	10	28	48	5	—	85	—
Тальк	7	—	—	—	60	60	4,5	—	—	3	—
Карбонат	—	—	0,1	8	—	—	—	—	—	1	32
Рудный минерал	15	0,5	6,9	0,6	10	11	0,5	—	0,1	3	0,5
Джефферизит	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	67,5
Кварц	—	—	—	—	—	1	—	—	—	5	—

Петрографическое разнообразие пород Славгородской ультрабазитовой полосы находит отражение и в химическом составе.

Химический состав этих пород, как это видно из табл. 51, довольно разнообразен, но вместе с тем они обладают и некоторыми общими чертами.

Так, например, подавляющее большинство ультрабазитов Славгорода является высокомагнезиальными породами. Исключение в этом отношении представляют горнблендиты и хлоритовые сланцы.

Химический состав ультрабазитов
Славгородского района

Таблица 51

№ хим-анализа	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	53,90	40,96	49,32	36,97	35,76	47,84	51,98	52,82	45,80	51,33
TiO ₂	0,14	3,98	0,47	0,13	0,04	0,09	0,19	0,14	0,29	0,38
Al ₂ O ₃	1,81	2,63	11,45	—	2,16	6,93	4,42	2,91	6,61	9,07
Fe ₂ O ₃	3,00	11,18	4,77	8,28	5,53	2,54	3,53	6,02	6,23	3,09
Cr ₂ O ₃	0,04	—	—	0,25	—	0,08	0,17	0,37	—	—
FeO	5,74	14,29	7,47	4,75	3,16	6,98	5,60	4,03	4,88	8,78
MnO	0,16	0,18	0,13	0,11	0,09	0,11	0,13	0,14	0,23	0,03
NiO	0,10	—	—	0,29	0,33	0,19	0,15	0,14	0,16	0,27
MgO	19,00	10,02	9,66	34,41	34,00	26,50	24,90	23,46	15,20	13,20
CaO	12,78	11,96	12,23	0,27	2,45	1,90	4,36	4,35	8,57	0,68
Na ₂ O	0,07	1,93	1,20	0,30	0,16	0,18	0,30	0,12	0,03	0,51
K ₂ O	0,02	0,30	0,92	0,07	0,11	0,08	0,14	0,04	0,07	0,09
CoO	—	0,006	—	0,02	0,016	—	Сл.	0,005	—	0,014
H ₂ O	0,28	0,28	0,40	0,86	1,39	0,40	0,25	0,44	4,40	3,36
П.п.п.	2,67	2,44	2,22	13,47	15,26	6,30	3,72	5,10	7,66	9,22
Сумма	99,71	100,16	100,2	100,18	100,456	99,82	99,84	100,085	100,13	100,02

37—антофиллитовые тремолиты, Славгород, балка Шатохина (И. С. Усенко); 38—горнблендиты, Славгород (И. С. Усенко); 39—амфиболиты, Славгород (И. С. Усенко); 40—серпентиниты, Славгород (И. С. Усенко); 41—карбонатизированные серпентиниты, Славгород (И. С. Усенко); 42—хлорито-тальково-актинолитовые сланцы, Славгород (И. С. Усенко); 43—тальково-актинолитовые сланцы, Славгород (И. С. Усенко); 44—хлорито-тальковые сланцы, Славгород (И. С. Усенко); 45—хлоритовые сланцы, Славгород (И. С. Усенко); 46—джефферизитовые сланцы, Славгород (И. С. Усенко).

Характерным для изученных ультрабазитов являются значительные колебания в содержании кремнекислоты, которая закономерно повышается с увеличением в породе амфиболов, талька и хлорита, а также наличие в них окиси хрома, никеля и кобальта, что однозначно решает вопрос генезиса этих пород в пользу отнесения их к ортопородам.

Метабазиты и метаультрабазиты Западного Приазовья. Метабазиты и метаультрабазиты в пределах Западного Приазовья пользуются весьма широким распространением, особенно в бассейне рр. Берды, Кильтичи и Обиточной.

Породы этой группы, как и в других районах Украинского кристаллического массива, являются метаморфизованными основными и ультраосновными образованиями, причем исходными, по-видимому, являлись дифференциаты одной и той же магмы. Это в известной степени подтверждается и совместным нахождением и одинаковым стратиграфическим положением, о чем уже говорилось выше.

Метабазиты Западного Приазовья представлены главным образом амфиболитами, сходными с амфиболитами рр. Базавлука, Соленой и Мокрой Суры. В целом это те же амфиболовые породы, в которых амфибол образовался по пироксену. По минералогическому составу среди них, так же как и на других участках Украинского кристаллического массива, могут быть выделены разновидности с основным плагиоклазом и обыч-

новенной зеленой роговой обманкой, альбитизированные, актинолитизированные и в той или иной степени эпидотизированные. В этом отношении они ничем не отличаются от уже описанных участков распространения метабазитов.

Метабазиты Западного Приазовья обладают различными, но чаще всего метаморфогенными структурами. Амфиболиты обычно обладают структурой, определяющейся развитием широкотаблитчатой роговой обманки. Некоторые из них можно рассматривать как blasts-габбровые или blasts-панидиоморфные, где степень идиоморфизма довольно высокая как в кристаллах роговой обманки, так и в кристаллах плагиоклаза. Иногда наблюдается пойкилобластическая структура. Довольно часто встречаются гранобластическая и гетеробластическая структуры.

Кроме таких амфиболитов, в Западном Приазовье наблюдаются мелкозернистые амфиболиты, обладающие структурой типичных пироксено-плагиоклазовых гнейсов, с тем, однако, различием, что в них вместо пироксена присутствует образовавшаяся за счет него роговая обманка. Такие амфиболиты пользуются особенно большим развитием в устье р. Берестовой и по р. Берде, главным образом в ее верхней части. Эти амфиболиты, по-видимому, и представляют собой продукт дальнейшей метаморфизации пироксено-плагиоклазовых гнейсов, принимаемых большинством исследователей Украинского кристаллического массива за метаморфизованные магматические породы.

Петрохимически метабазиты Западного Приазовья неоднородны. Химические анализы, приведенные в табл. 52, показывают значительные колебания почти всех окислов и особенно железа, магния и кальция.

Таблица 52

Химический состав метабазитов Приазовья

№ анализа	47	48	49	50	51
SiO ₂	48,80	49,92	49,56	49,47	46,74
TiO ₂	0,64	0,55	0,73	0,89	1,55
Al ₂ O ₃	10,83	15,13	10,73	12,34	11,34
Fe ₂ O ₃	5,62	5,52	3,51	6,04	8,01
Cr ₂ O ₃	Не обнаруж.		0,06	Следы	Нет
FeO	7,18	5,74	4,88	8,33	14,22
MnO	0,21	0,21	0,11	0,23	0,28
MgO	12,82	7,47	12,58	4,65	7,05
CaO	8,15	10,52	13,77	13,03	2,22
Na ₂ O	1,96	2,97	1,58	2,09	3,13
K ₂ O	0,18	0,68	0,50	0,41	0,56
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,27	0,17	0,26
NiO	Не обнаруж.		0,002	Нет	Нет
CoO	"		Не обн.	"	"
H ₂ O	0,26	0,10	0,12	0,16	0,18
П.п.п.	3,62	1,15	1,44	2,87	4,52
Сумма . . .	100,43	100,05	99,842	100,68	100,06

47—амфиболиты, верховье р. Обиточной, правое ответвление, содержат заметное количество хлорита, амфибол бледноокрашенный (И. С. Усенко); 48—амфиболиты с основным плагиоклазом, амфибола около 40—50%, верховье р. Камышеватой (И. С. Усенко); 49—амфиболиты с остатками пироксена, содержат заметное количество клиноцонзита, амфибола больше, чем плагиоклаза, р. Обиточная (И. С. Усенко); 50—амфиболиты сланцеватые, левый берег р. Берды, с. Осипенко, близ фермы колхоза им. Ворошилова (И. С. Усенко); 51—амфиболиты хлоритизированные, содержат много рудного минерала—магнетита, правый склон р. Берды выше устья р. Каратыш (И. С. Усенко)

Колебания в содержаниях трехвалентного и двухвалентного железа связаны с различным содержанием в амфиболитах рудного минерала — магнетита и с различным составом главных породообразующих минералов, главным образом амфибола. Повышенные содержания окиси магния обусловлены наличием в породе диопсида (анализ № 49) или повышенным содержанием хлорита (анализ № 47). Повышенное содержание окиси кальция, как и в других районах, вызвано большим содержанием клиноцоизита. Содержания глинозема и плагиоклаза находятся в прямой зависимости; малые содержания глинозема в анализах № 47 и 49 указывают на значительное преобладание амфибола над плагиоклазом.

Ультрабазиты Западного Приазовья образовались путем метаморфизации ультраосновных магматических пород типа пироксенитов и перидотитов. Это подтверждается их бластопанидиоморфнозернистыми и бластопойкилитовыми структурами. Амфиболы в этих породах, как правило, имеют несвойственную им широкотаблитчатую и короткопризматическую форму кристаллов, что, несомненно, указывает на образование их по пироксену; оливин часто наблюдается в виде пойкилитовых вростков в амфиболе, что также характерно для магматических пород. Такой вывод в известной степени подтверждается присутствием в них пентландита, пирротина, ильменита, а также наличием окисей никеля и хрома. Наконец, наблюдающиеся постепенные переходы пироксенитов в амфиболовые ультрабазиты (балка Камышеватая) не оставляют сомнения в принадлежности их исходного материала к дифференциатам основной магмы.

В зависимости от степени метаморфизации первичной породы ультрабазиты Западного Приазовья можно разделить на полностью измененные породы и породы, сохранившие остатки первичных минералов. Среди первых по характеру амфибола можно выделить: хлоритовые актинолититы, хлоритовые антофиллито-актинолититы и хлоритовые актинолито-тремолититы; среди вторых — амфиболитизированные перидотиты и амфиболитизированные пироксениты.

Хлоритовые актинолититы встречены в окрестностях с. Андреевки, по правому склону р. Кильгичи, где они слагают Зеленую гору; в небольших количествах они наблюдаются также по р. Обиточной и в других местах.

В некоторых выходах ультрабазитов (с. Успеновка) наблюдается значительно большая степень преобразования актинолита в тремолит; актинолит сохраняется только в виде реликтов. Обычно этот процесс сопровождается и более значительной хлоритизацией породы, в которой появляется также небольшое количество талька.

В некоторых выходах в полностью перекристаллизованных ультрабазитах присутствует антофиллит (с. Елисеевка), развивающийся на поверхности крупных кристаллов актинолита или вдоль трещин спайности последних. В таких случаях порода из хлоритового актинолитита преобразуется в хлоритовый антофиллито-актинолитит.

Кроме хлоритсодержащих амфиболовых ультрабазитов, в породах Западного Приазовья значительным развитием пользуются и более высокотемпературные разновидности, принадлежащие горнблендитам. Такие породы в виде пачек мощностью до 20 м и более встречены в средней части р. Обиточной (район хут. Козы). Обнаружены они и по р. Берде. В виде ксенолитов они довольно часто встречаются в различных участках Западного Приазовья.

Наибольшим распространением среди ультрабазитов Западного Приазовья пользуются амфиболитизированные, частью серпентинизированные перидотиты. Эти породы наблюдаются в виде зажатых среди мигматитов

полос мощностью от нескольких до 50 м по р. Обиточной ниже устья р. Чокрак, у хут. Шевченко и Козы, а также по р. Берде — урочище Голубые Скалы. Главной составной частью этих пород является амфибол, иногда серпентин; в качестве второстепенных минералов присутствуют оливин, хлорит, карбонат, магнетит, хромит, пентландит и пирит. Амфибол в одних случаях представлен актинолитом, в других — антофиллитом; в некоторых разновидностях присутствуют оба эти минерала.

В выходах амфиболизированных перидотитов довольно часто наблюдаются участки, особенно по р. Обиточной, сложенные разновидностями, в которых оливин целиком замещен. В этом случае породы состоят из клинохлора, тремолита, антофиллита, талька и рудного минерала, иногда вместо талька в них присутствует серпентин.

Амфиболизированные пироксениты встречены в трех пунктах: по балке Глубокой (левый приток р. Каратыш), по балке Камышеватой (левый приток р. Кильтичи), по балке Шавкай (правый приток р. Корсак).

Амфиболизированные пироксениты балки Глубокой — это сильно измененные породы, однако в некоторых из них пироксен почти не затронут изменениями (самое нижнее обнажение, оно же и самое крупное).

В целом ультрабазиты здесь представлены актинолитизированными вебстеритами. Количественно главную роль в этих породах играет актинолит, подчиненную — реликты пироксена, представленные диопсидом, частью бронзитом. Присутствуют также хлорит, карбонат и рудный минерал.

Амфиболизированные пироксениты по балке Камышеватой мало отличаются от амфиболизированных пироксенитов балки Глубокой. Они залегают в виде полосы мощностью до 100 м. Представлены главным образом актинолитизированными вебстеритами, состоящими из актинолита (40—75%), моноклинного и ромбического пироксена; в качестве примеси обычно наблюдается незначительное количество оливина. Иногда вместо актинолита присутствует обыкновенная роговая обманка. В некоторых участках Камышевахской полосы ультрабазитов пироксениты полностью замещены амфиболом, в таких случаях породы по минералогическому составу отвечают актинолититам, иногда антофиллитовым актинолититам.

Третий выход пироксенитов, обнаруженный по р. Шавкай еще Г. Я. Романовским, в общем сходен с вышеописанными. Здесь пироксениты состоят из амфибола (актинолит, тремолит) и остатков энстатита. В виде примеси (ближе к контакту) обычно наблюдается биотит; из акцессоров обнаружена шпинель.

Количественные соотношения между минералами ультрабазитов Западного Приазовья можно охарактеризовать данными табл. 53.

Химические анализы ультрабазитов Западного Приазовья (табл. 54) показывают некоторую разнородность состава. Однако колебания в содержаниях главных компонентов не выходят за пределы, свойственные ультраосновной группе пород.

Как видно из приведенных анализов, большинство ультрабазитов Западного Приазовья характеризуются высоким содержанием окиси магния (анализы № 52, 53, 54, 55, 56, 57), что объясняется высоким содержанием магниезальных мета- и ортосиликатов (оливин, антофиллит, актинолит и др.); исключение представляют амфиболизированные пироксениты (анализ 58).

Исследованные ультрабазиты характеризуются значительными колебаниями количества кремнекислоты, что, по-видимому, связано с различ-

Таблица 53

Минералогический состав ультрабазитов Приазовья

Породообразующие минералы	Хлоритовые актинолититы, с. Андреевка	Хлоритовые актинолититы-тремолититы, с. Успенровка	Хлоритовые антофиллититы-актинолититы, с. Елисеивка	Амфиболлизированные перидотиты, хут. Козы	Амфиболлизированные перидотиты, хут. Шевченко	Амфиболлизированные перидотиты, р. Берда	Амфиболлизированные пироксениты, балка Камышеватая
Оливин	—	—	—	0,6	11,2	12,7	1,8
Пироксен	—	—	—	—	—	—	19,7
Амфибол	81,6	68,2	81,4	51,1	34,9	48,7	72,2
Серпентин	—	—	—	24,5	15,2	26,8	2,5
Хлорит	9,5	15,6	14,8	17,9	25,8	4,2	—
Тальк	—	1,6	—	—	0,4	—	—
Рудные минералы	8,9	14,4	3,8	5,8	12,4	6,5	3,8
Апатит	—	0,2	—	—	—	—	—
Карбонат	—	—	—	0,1	0,1	1,1	—

Таблица 54

Химический состав ультрабазитов Приазовья

№ анализа Состав	№ анализа						
	52	53	54	55	56	57	58
SiO ₂	46,08	50,96	44,58	45,72	42,71	41,10	46,02
TiO ₂	0,22	0,07	0,30	0,14	0,66	0,17	0,38
Al ₂ O ₃	6,99	1,80	3,97	9,67	5,34	0,70	8,55
Fe ₂ O ₃	5,55	2,39	10,01	2,28	4,32	7,01	4,89
Cr ₂ O ₃	—	0,05	0,40	—	0,40	0,36	0,13
FeO	4,17	7,04	6,39	7,65	6,39	6,79	9,76
MnO	0,12	0,05	0,24	0,14	0,04	0,18	0,19
NiO	0,13	0,26	0,17	0,29	—	0,21	0,09
MgO	24,06	31,42	21,05	23,38	28,52	32,36	13,55
CaO	7,84	2,36	8,89	5,42	6,00	3,50	13,25
Na ₂ O	0,05	0,31	0,37	0,58	0,02	0,20	1,44
K ₂ O	0,07	0,27	0,19	0,19	0,19	0,34	0,33
P ₂ O ₅	0,25	—	—	—	0,05	0,04	—
S	—	—	—	—	0,17	0,11	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,16	0,08	0,25	0,26	—	—	0,04
П.п.п.	4,96	3,44	3,67	4,62	5,42	7,36	1,95
Сумма . . .	100,65	100,50	100,48	100,34	100,23	100,43	100,56

52—хлоритовые актинолититы-тремолититы, с. Успенровка (И. С. Усенко); 53—амфиболлизированные перидотиты, с. Андреевка (И. С. Усенко); 54—хлоритовые актинолититы, с. Андреевка, гора Зеленая (И. С. Усенко); 55—хлоритовые антофиллититы-актинолититы, с. Елисеивка (И. С. Усенко); 56—амфиболлизированные перидотиты, хут. Шевченко (Г. Ф. Коцарь); 57—амфиболлизированные перидотиты, р. Берда, между сс. Осипенко—Родионовка (Г. М. Коровниченко); 58—амфиболлизированные пироксениты, р. Кильтичия, балка Камышеватая (И. С. Усенко).

ным содержанием ее в исходных породах (пироксениты, перидотиты) и с различной степенью их хлоритизации. Это относится и к глинозему: породы, содержащие больше хлорита, содержат больше и глинозема.

Приведенные здесь материалы позволяют сделать следующие основные выводы.

подавляющее большинство метабазитов и ультрабазитов являются в той или иной степени метаморфизованными магматогенными породами. Это подтверждается наличием в них реликтов магматогенных структур, текстур и парагенезиса акцессорных минералов, характерных для пород группы габбро и гипербазитов.

Магматогенное происхождение исходных пород в известной мере подтверждается и химическими особенностями. Петрохимически эти породы почти ничем не отличаются от соответствующих групп магматических пород. Принадлежность к магматогенным образованиям ультрабазитов Западного Приазовья, Славгорода, Чертомлыка, Базавлука, кроме того, подтверждается и наличием в них окислов никеля, кобальта и хрома.

Степень метаморфизации метабазитов и ультрабазитов различная. Среди них наблюдаются как породы, отвечающие высокотемпературной ступени — эпидиобазы и амфиболиты с основным плагиоклазом, в той или иной степени амфиболитизированные перидотиты и пироксениты, — так и породы более низкотемпературной ступени, представленные эпидотитизированными амфиболитами и амфиболовыми, тальковыми, хлоритовыми и другими сланцами, относящимися уже к зеленокаменной фации метаморфизма.

ПОРФИРОВЫЕ И СЕРЫЕ ГРАНИТЫ ИНГУЛЕЦКОГО И ДРУГИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Введение

Ингулецкий интрузивный комплекс пользуется широким территориальным развитием в центральной части Украинского кристаллического массива: в зоне развития субмеридиональных складчатых структур и в северо-западной части кристаллического массива по рр. Тетереву и Уж. Он представлен, как отмечалось уже выше, массивами серых равномернозернистых и порфировых биотитовых гранитов, которые получили название кировоградских на Ингуло-Ингулецком водоразделе, ингулецких — по р. Ингульду и его водоразделу с Саксаганью и коростышевских — в северо-западной части кристаллического массива в районе г. Коростышева.

Эти граниты обнаруживают непрерывные переходы от порфировых к серым мелкозернистым биотитовым, получившим в районе р. Тетерева название гранитов житомирского типа. С другой стороны, местами наблюдаются также переходы от серых равномернозернистых и порфировых гранитов к их пегматоидным фациям.

Иногда можно наблюдать пегматитовые шпилы, образовавшиеся при скоплении крупных порфировых зерен красного микроклина.

Порфировые граниты можно рассматривать как продукты недифференцированной гранитной магмы, в которой рассеяны флюидные пегматитовые продукты, образующие бесчисленное количество центров кристаллизации, где порфировые кристаллы росли на протяжении всего периода формирования гранитов. В участках с проявившейся дифференциацией гранитная магма разделяется на мелкозернистую массу серых биотитовых гранитов и пегматоидные фации гранитов.

Мы наблюдаем разнообразные массивы гранитов этого комплекса: порфировые граниты, участками переходящие в серые, в которых пегматитовые флюиды частично мигрировали в боковые породы, например, по р. Ингулу; серые мелкозернистые граниты, окаймленные пегматоид-

ными гранитами, как, например по р. Мокрой Московке, и серые мелкозернистые граниты, образующие серые мигматиты с незначительным проявлением аплитоидных фаций, например массивы в мигматитах р. Ингульца. Граниты этого комплекса отличаются большим разнообразием, непостоянством состава и переходами от калийной в известково-щелочную ветвь.

Среди порфировых разновидностей наблюдаются участки, в которых порфировые вкрапленники представлены микроклином, а полевые шпаты основного базиса — плагиоклазом и микроклином, и участки, в которых порфировые зерна представлены плагиоклазом, а полевые шпаты основного базиса — плагиоклазом с подчиненным ему микроклином. Мелкозернистые непорфировые разновидности также бывают представлены как микроклин-плагиоклазовыми гранитами, например в районе г. Житомира и по р. Мокрой Московке, так и существенно плагиоклазовыми мелкозернистыми гранитами, в которых микроклин составляет только 7—10%, например среди мигматитов по р. Ингульцу и в других участках. Участки микроклинных калийных дифференциатов порфировых гранитов близки и порой не отличимы от порфировых разновидностей боковянских и верблюжских гранитов. В то же время известково-щелочные дифференциаты мелкозернистых, преимущественно плагиоклазовых, биотитовых гранитов р. Ингульца бывают сходны с древними биотито-плагиоклазовыми гранитами г. Кременчуга.

Это непостоянство состава гранитов и приближение их то к калийной, то к известково-щелочной ветви затрудняет сопоставление отдельных разрозненных массивов, разбросанных на больших территориях, и ограничивает применение метода петрографических аналогий.

Поэтому, наряду с петрографическими данными для определения возраста массивов, используются также данные о структурах, характеризующие возрастные соотношения и позволяющие отнести к ингулецко-кировоградскому интрузивному циклу гранитные массивы, связанные с формированием субмеридиональной складчатости.

К этому комплексу относятся следующие группы массивов.

1. Массивы порфировых и равномернозернистых серых гранитов Ингуло-Ингулецкого водораздела.
2. Массивы верховьев р. Ингульца и района с. Табурище по р. Днепру.
3. Массивы порфировых гранитов р. Саксагани.
4. Массивы порфировых и равномернозернистых серых гранитов бассейна р. Базавлука.
5. Мокро-Московский гранитный массив на левобережье р. Днепра.
6. Коростышевский и Новоград-Волынский массивы на Волыни.
7. Приазовские гранитные массивы.

Порфировые и равномернозернистые серые граниты указанных выше массивов, вероятно, не все являются одновозрастными. Так, например, среди порфировых и серых гранитов на Ингуло-Ингулецком водоразделе Бобринецкий массив имеет абсолютный возраст, определенный по монациту приблизительно 1700 млн. лет, соответствующий возрасту ингулецкого комплекса, а Кировоградский массив имеет возраст определенный также по монациту 1900—2100 млн. лет, что позволяет сопоставлять его с бужско-подольским магматическим комплексом. Иными словами, часть серых и порфировых гранитов района Кировограда, по-видимому, синхронна гранитам Кременчуга, а часть — ингулецким гранитам, включающим саксаганскую серию; однако петрологически они в настоящее время еще не могут быть разделены. Вместе с тем среди порфировых гранитов,

очевидно, имеются и более древние блоки, так, например, для ортита из порфировых гранитов балки Демурина определен возраст 2300 млн. лет. Остановимся кратко на характеристике гранитных массивов.

Массивы порфировых и серых гранитов Ингуло-Ингулецкого водораздела

На Ингуло-Ингулецком водоразделе выделяются: Кировоградский массив порфировых гранитов, Бобринецкий массив и Долинский гранитный массив, вытянутые в направлении, близком к меридиональному.

Кировоградский массив порфировых гранитов располагается в северной части водораздела; еще дальше к северу он расширяется и выходит в бассейн р. Тясмина, а в районе ст. Знаменка переходит в массив серых мелкозернистых гранитов житомирского типа. Бобринецкий массив располагается в южной части; он расчленяется на ряд более мелких массивов. С запада этот массив контактирует с коростенским интрузивным комплексом гранитов рапакиви, а в южной части с Ново-Украинским массивом грубозернистых красных гранитов. С востока, по р. Ингулу, Бобринецкий массив оторачивается сложной синклинальной полосой гнейсов. В этой полосе выделяются мощные пегматитовые поля, представляющие краевую фацию массива. В отдельных антиклинальных складках выступают более мелкие массивы в виде полос, являющихся апофизами основного массива. Долинский массив располагается к востоку от синклинальной полосы гнейсов в бассейне рр. Боковеньки и Ингула. Он вытянут в субмеридиональном направлении на протяжении 60 км и имеет ширину 10—12 км. Залегает он согласно субмеридионально простирающейся складчатой зоне гнейсов и приурочивается, очевидно, к ядру сложной антиклинальной структуры.

В целом гранитные интрузии на Ингуло-Ингулецком водоразделе представляют антиклинал-плутон, выполняющий ядро сложного антиклинория.

В западной части наблюдаются явления милонитизации и расланцевания гранитов, связанные, очевидно, с тектоническими процессами.

Граниты массивов отличаются ориентированным расположением кристаллов полевого шпата.

По подсчетам Л. Г. Ткачука и Ю. И. Половинкиной, качественный минералогический состав гранитов отличается большим непостоянством (см. табл. 55).

Таблица 55

Минералогический состав гранитов Кировоградского массива
(в весовых %)

№ п/п	Плагиоклаз	Микроклин	Кварц	Биотит	Роговая обманка
1	43,6	14,3	23,7	18,0	—
2	16,6	36,0	32,5	9,2	5,5

1—г. Кировоград, балка Очеретина; 2—овраг Бочковатый, Кировоградский массив.

Соотношение между микроклином и плагиоклазом в различных частях массива меняется, выделяются участки плагиоклазовых гранитов.

Состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза в микроклиновых плагиоклазовых разновидностях № 17 до андезина № 35 в плагиокла-

зовых дифференциатах гранита. Таким же неустойчивым составом обладают и мелкозернистые биотитовые граниты. Их количественный минералогический состав характеризуется данными, приведенными в табл. 56.

Таблица 56

Минералогический состав мелкозернистых биотитовых гранитов
(в весовых %)

№ п/п	Плагиоклаз	Микроклин	Кварц	Биотит
1	38,5	15,9	32,5	12,6
2	32,88	25,76	32,80	8,56

1—р. Боковенька, с. Ново-Скелеватка; 2—балка Вшивая, приток р. Ингула.

В аплитовых и пегматитовых отщеплениях преобладающим является микроклин, однако и здесь встречаются обогащенные плагиоклазом разновидности. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, редко монацитом и ортитом. Ортит чаще наблюдается в контактах аплитов с гранитами.

Таблица 57

Химический состав порфировых и серых мелкозернистых гранитов
(в весовых %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Влага	Сумма	Примечание
1	71,78	—	13,50	0,59	2,48	—	—	0,52	4,58	5,25	0,43	—	99,13	
2	67,00	0,58	17,04	1,29	2,15	0,05	1,08	2,24	4,02	2,35	0,66	0,14	98,60	
3	72,50	—	13,77	1,89	1,08	0,05	0,47	0,80	3,45	5,61	0,39	0,21	100,22	
4	72,28	—	16,02	1,24	0,40	—	0,25	1,30	3,46	5,23	0,45	—	100,63	
5	69,99	0,49	14,12	3,40	0,60	0,02	1,20	0,88	5,80	2,18	0,61	0,25	99,54	

1—порфировый гранит, г. Кировоград; 2—порфировый гранит, г. Кировоград; 3—серый гранит, балка Вшивая; 4—серый гранит, с. Богачевка; 5—порфировый гранит, с. Покровское, р. Аджамка.

Состав гранитов изменяется от кислой калийной к кальциево-натровой ветви, приближающейся по составу к гранодиориту.

Массивы порфировых и серых гранитов р. Ингульца

По р. Ингульцу, в его верховьях, развит крупный массив порфировых гранитов длиной более 45 км и шириной более 20 км. К северу он выходит по р. Днепру, в районе с. Табурище. К югу от него, по р. Каменке залегает меньший по размеру Каменский массив порфировых гранитов, отчлененный от Верхне-Ингулецкого узкой полосой гнейсов, инъецированных аплитами и пегматитами. Каменский массив вскрывается также по рр. Овнянке, Березовке и Ингульцу. Размеры этого массива 15×15 км. В районе с. Новосветополя в периферической части массива порфировые граниты, внедренные в гнейсы, рассекаются жилами серого и розового гранита.

Кроме того, в зоне ингулецких мигматитов прослеживаются серые равномернотернистые граниты, тесно связанные переходами с мигма-

титами. Интрузивные тела этих гранитов имеют в большинстве случаев купольное строение и выходят в ядрах антиклиналей между синклинальными зонами, в которых зажата толща пород железорудной формации (саксаганской серии). Здесь установлены следующие массивы серых гранитов.

1. Водянский купольный массив балки Водяной и р. Ингульца в районе с. Петрово размерами 10×5 км. Он залегает в ядре брахиантиклинали и окаймляется с запада, юга и востока дугообразной полосой графитовых гнейсов, а с севера — Верблюжским гранитным массивом.

2. Иосифпольский массив, залегающий в ядре брахиантиклинали и окаймляющийся синклинальными зонами развития железорудной формации р. Зеленой; размеры массива 7×3 км.

3. Александро-Марьевский массив серых гранитов, который прослеживается в нижнем течении р. Зеленой. В устьевой части р. Зеленой этот массив пересекается более молодыми красными гранитами. Размеры его 16×6 км; он прослежен между Западной Анновской синклинальной полосой и полосой магнитных аномалий Могилы Бикетной.

4. Южно-Ингулецкая гранитная полоса по левобережью р. Ингульца у хутора Ингулецкого, залегающая между полосой Моисеевской магнитной аномалии и Саксаганской синклиналью. Кроме того, массив таких гранитов встречен в верховьях р. Желтой на водоразделе р. Зеленой.

В порфировых гранитах вкрапленники полевого шпата достигают 5—6 см и имеют обычно ориентированное расположение, что придает им флюидалное сложение. Наряду с порфировыми зернами, наблюдается ориентированное расположение и биотита, иногда, например в с. Табурище, образующего линзовидные скопления, огибающие фенокристаллы. Нередко порфиробласты имеют линейную ориентировку в вертикальном направлении. Порфировые зерна приобретают в этом случае призматическую или овальную форму и зональное строение вследствие поясовых включений листочков биотита, что свидетельствует о ритмических перерывах в росте фенокристаллов. Порфировые зерна представлены микроклином (сс. Кр. Николаевка, Табурище и др.) и плагиоклазом (сс. Сурганы, Марьяновка). Основной базис породы состоит из микроклина, плагиоклаза, биотита и кварца, изредка — роговой обманки.

В большинстве случаев порфировые граниты являются микроклин-плагиоклазовыми, но бывают участками и чисто плагиоклазовыми. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 27—31. Серые мелкозернистые граниты представлены преимущественно биотито-плагиоклазовыми разновидностями с содержанием микроклина до 7—10% и только по рр. Каменке и Овнянке имеют микроклин-плагиоклазовый состав. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 26—29. Эти граниты связаны постепенными переходами с мигматитами. Из аксессуарных минералов в гранитах наблюдаются апатит, циркон, монацит и рудные зерна магнетита, включенные в биотит, или в плагиоклаз.

Химический состав гранитов р. Ингульца характеризуется данными, приведенными в табл. 58.

Количественный минералогический состав гранитов (по пересчету данных химических анализов) отражен в табл. 59.

Серые ингулецкие граниты представляют кальциево-натриевую ветвь и отчасти сходны с плагиоклазовыми гранитами г. Кременчуга.

Таблица 58

Химический состав гранитов р. Ингульца

Наименование компонентов	Порфиновые граниты сс. Бешки и Понтазиевки	Порфиновые граниты р. Каменки и с. Сурганы	Порфиновые граниты с. Табурище	Серые биотитовые граниты р. Ингульца и с. Мануиловки	Серые граниты р. Зеленой, с. Иосифполь
	в весовых %				
SiO ₂	69,70	67,36	68,76	69,08	66,61
TiO ₂	0,16	0,30	0,39	0,31	0,48
Al ₂ O ₃	15,43	14,76	13,69	15,58	14,22
Fe ₂ O ₃	0,81	0,55	—	0,65	0,93
FeO	2,92	3,16	4,17	3,16	5,03
MgO	0,76	1,43	1,60	1,09	0,98
MnO	0,03	0,07	0,05	0,03	0,03
CaO	1,54	2,01	2,89	2,83	2,83
Na ₂ O	3,43	3,60	3,94	4,61	2,92
K ₂ O	4,35	5,56	3,69	1,65	4,28
P ₂ O ₅	—	—	0,08	0,09	0,14
П.п.п.	0,59	0,50	1,01	0,63	0,92
Влага	—	—	0,24	0,13	0,10
Сумма	99,72	99,30	100,51	99,84	99,47

Таблица 59

Минералогический состав гранитов р. Ингульца

Название породы	Плагиоклаз	№ плагиоклаза	Микроклин	Кварц	Темно-зеленый минерал
	в весовых %				
Порфиновые граниты с. Бешки	36,35	21	20,59	39,0	—
Порфиновые граниты р. Каменки и с. Сурганы	40,41	25	17,81	—	—
Серые биотитовые граниты р. Ингульца, с. Мануиловки	52,40	21	3,2	32,94	10,48
Серые граниты р. Зеленой, с. Иосифполь	38,40	35	14,64	31,77	14,52

Массивы порфиновых гранитов р. Саксагани

По р. Саксагани в ряде участков обнажаются массивы порфиновых гранитов, разбитых внедрениями красных аплитовидных гранитов на отдельные блоки. Здесь же развиты мигматиты серых гранитов. Сами порфиновые граниты обнаруживают переходы в серые равномернозернистые биотитовые граниты. Они слагают Петриковский массив (по балке Петриковой), Демуринский массив (по балке Демуриной) и вышеупомянутые блоки в верховьях р. Саксагани.

По балке Петриковой выходят порфиновые граниты, связанные переходами с мелкозернистыми светло-серыми гранитами. Близ устья балки Петриковой в районе р. Сергеевки они пересекаются субширотными дайками красных аплитовидных гранитов. Порфиновые выделения полевого шпата в этих гранитах представлены микроклином, состав-

ляющим 35—40% породы, и достигают размеров от 4—5 до 30—40 мм в длину. Они имеют призматическую неправильную или овальную форму и линейную вертикальную ориентировку. Наряду с этим наблюдаются также ориентированные скопления кварцевых зерен размерами до 5—10 мм.

По балке Демуриной порфиновые граниты выходят между с. Тамаровой и ст. Савро на протяжении 10 км. Здесь граниты залегают к востоку от Желторецкой полосы пород саксаганской серии, однако их контактные взаимоотношения не установлены. Фенокристаллы полевого шпата в них представлены розовым микроклином в количестве 25—60%. Порфиновые зерна также имеют удлиненно-призматическую или овальную форму. В основном базисе породы, наряду с микроклином, развит плагиоклаз.

В карьере у ст. Савро отмечены скопления порфиновых зерен микроклина, образующих пегматитовые шпирь размерами до 30—50 см. По контактам аплитоидных выделений у с. Тамаровки наблюдается накопление зерен ортита. Из акцессорных минералов в гранитах развиты: апатит, циркон, магнетит, монацит.

Химический состав гранитов р. Саксагани приведен в табл. 60.

Таблица 60

Химический состав гранитов р. Саксагани
(в весовых %)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Влага	Сумма
1	68,04	0,32	18,90	1,02	3,06	0,99	0,06	2,42	3,38	1,90	0,18	0,06	100,33
2	56,22	0,32	20,01	5,11	2,31	1,42	0,08	1,62	2,75	1,78	0,36	0,35	99,33

1—порфировый гранит р. Саксагани; 2—темно-серый катаклазированный гранит ст. Эрастовка:

Возможно, что порфиновые граниты — это фация серых плагиоклазовых гранитов р. Саксагани, хотя этот вопрос является дискуссионным. Среди плагиоклазовых гранитов бассейна р. Саксагани, на водоразделе рр. Саксагани и Каменки установлено развитие полос амфиболитов из серии метабазитов, мигматизированных этими гранитами и вытянутых в субмеридиональном направлении.

По р. Желтой в Желтянской полосе и на запад от Буденовского рудника, а также на Николаевском и других участках серые граниты внедряются в сланцы саксаганской железорудной серии и мигматизируют их. В то же время плагиоклазовые граниты р. Саксагани петрографически подобны плагиоклазовым гранитам г. Кременчуга, а в саксаганской серии наблюдаются гальки плагиоклазовых гранитов. Таким образом, здесь встречены петрографически не различаемые граниты различных возрастов.

Массивы порфиновых и серых гранитов р. Базавлука

В бассейне р. Базавлука наблюдается развитие как порфировых, так и серых равномернозернистых гранитов, рассекаемых более молодыми красными аплитоидными гранитами. Порфировые граниты выходят в верховьях р. Каменки, у с. Большая Софиевка и в верховьях р. Базавлука в балке Рекаловой.

Порфировые граниты имеют ориентированное расположение порфиробластов примерно в меридиональном направлении. Представлены

граниты микроклин-плагиоклазовыми разновидностями. В балке Рекаловой в порфириновых гранитах наблюдаются выделения пегматитов, на контактах которых отмечен ортит; как упоминалось выше, подобные явления наблюдались и в балке Демуриной по р. Саксагани.

Серые равномернoзернистые граниты представлены в Каменском массиве, обнажающемся по р. Каменке к северу от Токовского массива красных гранитов, а также в Кудашевском массиве, обнажающемся в верховьях р. Базавлука, в карьерах с. Кудашевки. Эти серые биотитовые граниты внедрились и мигматизировали как амфиболиты серии метабазитов р. Ингульца, так и гнейсы и образовали согласно ориентированные с ними полосы. Позднее они были нарушены субширотными дислокациями и рассечены красными аплитовидными гранитами. Зоны серых полосчатых мигматитов наблюдаются по р. Ингульцу, в районе сс. Малой Софиевки и Эрастовки.

Установлено, что серые граниты Каменского массива включены в виде ксенолитов в токовских красных гранитах. Серые равномернoзернистые граниты представлены микроклин-плагиоклазовыми разновидностями и характеризуются следующими данными, приведенными в табл. 61.

Таблица 61

Химический состав серых гранитов Каменского массива

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Влага	Сумма
	в весовых %												
1	72,40	0,27	13,63	0,55	3,02	1,06	0,06	2,13	3,40	2,84	0,51	0,2	100,07
2	72,08	0,17	14,33	0,95	2,16	0,77	0,77	2,10	3,72	3,16	0,66	0,33	101,20
3	70,00	0,37	15,12	0,44	1,65	1,04	0,25	1,97	4,52	3,45	0,24	0,2	99,25

1—серый гранит с. Кудашевки; 2—серый мигматит с. М. Софиевки; 3—серый гранит р. Каменки.

Мокро-Московский гранитный массив

На левобережье р. Днепра по рр. Мокрой Московке и Волнянке выходит гранитный массив общей площадью более 1000 км². По р. Мокрой Московке массив обнажается на протяжении более 20 км и по р. Волнянке — на протяжении более 12 км. Периферическая часть массива прослеживается также в излучине Днепра.

С запада массив окаймляется дугообразной полосой гнейсов, простирающихся параллельно контакту с массивом. К юго-востоку от массива располагается синклиальная полоса железорудных пород Конкской магнитной аномалии.

Северная часть этой аномалии проходит в 3—5 км от р. Мокрой Московки, к юго-востоку от с. Натальевки; здесь установлены контакты гранитов с породами железисто-кремнисто-сланцевой формации, слагающими Кирпотинскую полосу (рис. 13).

Гранитный массив представляет собой наклонное воронкообразное межформационное тело типа гарполита. Массив сложен серыми мелкозернистыми микроклин-плагиоклазовыми гранитами. Собственно серые граниты образуют три обособленных поля, представляющих куполовидные выступы среди основной массы розовых и белых пегматоидных гранитов.

Разрез через массивы хорошо прослеживается в обнажениях по р. Мокрой Московке. Здесь, в лежачем боку у контакта с гнейсами выходят красные пегматоидные граниты на протяжении около 2 км; внутри их выделяется полоса аплитовидных гранитов. Затем в пределах хут. Крюкова, между сс. Натальевкой и Бекеревкой, и по балке Скелеватой располагаются два куполовидных выступа серых гранитов шириной 3,5—4 км. Серые граниты балки Скелеватой получили название янцевских по близрасположенной станции Янцево. Они разделены полосой белых пегматоидных гранитов шириной около 1 км, проходящей в пределах с. Натальевки. Здесь сосредоточены крупные гранитные разработки. Третий выступ серых гранитов наблюдается в верховьях р. Волнянки, близ с. Софиевки. Ниже по течению р. Волнянки серые граниты переходят в розовые пегматоидные граниты, которые прослеживаются на протяжении более 10 км до контакта с гнейсами у с. Левшино-Михайловки.

Пегматоидные граниты обладают шлировым сложением. При этом по р. Волнянке шлиры флюидално вытянуты и падают полого, отражая структуры истечения, параллельные контакту массива. Наблюдаются также шлировые выделения пегматитов и в самих серых гранитах. В серых гранитах местами наблюдаются также участки с порфиоровыми выделениями микроклин-пертита.

Химический состав гранитов характеризуется анализами, приведенными в табл. 62.

Таблица 62

Химический состав пегматоидных гранитов

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
	в весовых %									
1	74,50	14,69	0,49	1,27	0,34	1,31	6,50	0,58	0,22	99,90
2	73,76	13,80	0,38	1,37	0,37	1,50	3,17	4,07	—	97,07
3	73,81	13,70	0,72	1,83	0,10	1,72	3,55	3,17	—	98,60
4	70,82	13,66	2,66	1,17	0,98	2,33	7,70	0,62	0,18	100,12

Состав гранитов отличается значительным непостоянством и меняется от калиево-натриевой к кальциево-натриевой ветви плагиоклазовых гранитов, лишенных микроклина и близких к адамелитам. Плагиоклаз в гранитах представлен альбит-олигоклазом № 20; по контактам с микроклином в нем развиты мирмекиты. Микроклин представлен обычно микроклин-пертитом. Структура гранитов неравномернозернистая, с резко меняющимися размерами зерен, причем зерна полевого шпата по размерам значительно превосходят зерна кварца.

Биотит, выделяющийся в конце, обычно выполняет промежутки между зернами. В пегматоидных гранитах преобладает микроклин-пер-

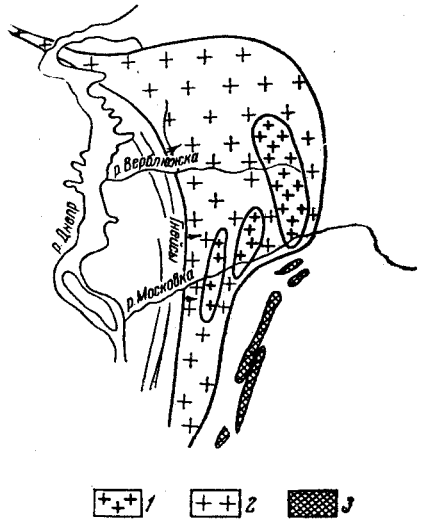


Рис. 13. План Мокро-Московского массива
1—серые граниты; 2—пегматоидные граниты
3—Конкская аномалия

тит. Количественный минеральный состав их по пересчету химического анализа следующий: микроклин — 36—50%, альбит — 25—35%, анортит — 1,5—5%, кварц — 24—29%, магнетит и биотит — 0,5—1%.

Пегматоидные граниты обычно являются магнетитовыми и на отдельных участках магнетит в них преобладает. Характерно присутствие местами кристаллов ортита: из других акцессорных минералов встречаются циркон и титанит. Изредка встречается халькопирит и пирит. В пегматоидных гранитах по р. Мокрой Московке встречаются крупные кварцево-полевошпатовые выделения с медной зеленью.

Граниты Коростышевского и Житомирского массивов

Граниты Житомирского и Коростышевского массивов издавна разрабатываются как прекрасный строительный материал и неоднократно описывались в литературе С. В. Бельским (1928), Н. И. Безбородько (1929, 1935а), В. И. Лучицким (1933, 1939б), А. П. Лебедевым (1947) и др. Однако до сих пор нет полного исследования и детального описания этих гранитных массивов в целом, их структуры, контактового взаимоотношения с вмещающими породами, описания различных фаций гранитных интрузий и их пегматитов и т. д.

Поверхность Коростышевского гранитного плутона занимает большую площадь и, хотя ее контуры недостаточно ясны, все же по многочисленным выходам гранита можно судить, что занимаемая им площадь измеряется несколькими сотнями квадратных километров. Наиболее крупные выходы этого гранита находятся по правому берегу р. Тетерева, в районе г. Коростышева, где гранит разрабатывается многочисленными карьерами, а также на юг от г. Коростышева до с. Киричанки и на север до с. Козиевки. От правого берега р. Тетерева выходы гранита тянутся на восток вдоль шоссе на Киев, на протяжении около 4—5 км, а на юг от г. Коростышева — на протяжении 20—25 км.

В этом районе известны выходы порфировидного гранита в сс. Иванце, Староселье, Котельне, Иванкове и других пунктах. На запад от г. Коростышева выходы этого типа гранита прослеживаются по берегам р. Тетерева до с. Кошарица, а на северо-запад и север граниты этого массива встречаются по р. Мыке в сс. Забродье и Старосельцы. Если по перечисленным пунктам оконтурить Коростышевский массив гранита, то занимаемая им территория будет составлять около 600 км². Массив вытянут в субмеридиональном направлении и прослеживается в длину на протяжении 40—45 км.

В районе с. Козиевки проходит восточной контакт Коростышевского массива гранита с гнейсовой толщей, состоящей из биотитовых, биотито-амфиболовых и амфиболо-пироксеновых гнейсов, содержащих пропластки и линзы мраморизованных известняков. У контакта с гнейсами гранит приобретает розовую окраску и аплитондную структуру. Кроме того, в контактовой зоне гнейсов наблюдаются многочисленные мощные жилы и пластовые залежи аплито-гранитов и пегматитовые жилы, обнажающиеся большими скалами по берегам р. Тетерева (на протяжении нескольких километров) в районе сс. Козиевки и Городска. Наиболее крупные пегматитовые тела находятся ниже с. Козиевки и выше с. Городска. В самом порфировидном граните района г. Коростышева нередко встречаются мелкие и более крупные ксенолиты гнейсов, а также жильные и шлировые пегматитовые образования.

В строении Коростышевского гранитного плутона наблюдается зональный характер, выразившийся в том, что его краевые зоны сло-

жены розовым аплитойдным гранитом, тогда как основная масса породы представлена серым порфировидным биотитовым гранитом, составляющим внутреннюю зону массива. Переход от порфировидного гранита внутренней зоны плутона к розовому аплитойдному граниту краевой зоны не резкий, а постепенный. Серый порфировидный гранит постепенно переходит в мелкопорфировидный серый среднезернистый гранит, который сменяется розово-серым, среднезернистым и, наконец, розовым аплитойдным гранитом, контактирующим с гнейсовой толщей и вклинивающимися в последнюю апофизами, дайками и жилами. Такой постепенный переход одной разновидности гранита в другую наблюдается по берегам р. Тетерева, между г. Коростышевым и с. Козиевкой. В верхней части с. Козиевки, по левому берегу р. Тетерева, выступают скалы розовых аплитойдных гранитов, гранатизированных гнейсов с пегматитовыми и аплитопегматитовыми жилами среди них. Еще восточнее, в районе г. Городска, по левому и правому берегам р. Тетерева, среди гнейсового комплекса встречаются мелкие интрузии розовых и розово-серых аплитойдных гранитов, вероятно представляющие собой ответвление Коростышевского плутона.

В западной части массива, в районе с. Кошарица и особенно в с. Забродье на р. Мыке наблюдается постепенный переход в западном направлении от серых порфировидных гранитов к среднезернистым серым с розоватым оттенком биотитовым гранитам, в которых изредка наблюдаются мелкие порфировые зерна полевого шпата. Фенокристаллы полевого шпата в серых порфировидных гранитах ориентированы преимущественно на северо-запад ($320-330^\circ$). Дальше на запад по р. Тетереву в мигматит-гнейсовой толще распространены мелкие тела розовых аплитойдных гранитов, а также жилы пегматита. Следовательно, при зональном строении плутона наблюдается постепенный переход от центральной зоны, сложенной серыми порфировидными биотитовыми гранитами, к периферическим зонам, сложенным розовыми аплитойдными неоднородными гранитами.

Между этими двумя основными структурно-текстурными разновидностями гранитов Коростышевского плутона существует некоторое различие и в составе.

Различие состоит в том, что серые порфировидные граниты внутренней зоны богаче плагиоклазом и беднее микроклином, чем аплитойдные граниты краевой зоны. Обычное явление для гранитов краевой зоны — наличие в них чешуй мусковита, тогда как в порфировидных гранитах мусковит почти отсутствует.

Граниты внутренней зоны представляют собой светло-серую порфировидную кристаллическую породу, в которой среди серой среднезернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массы неравномерно распределены кристаллы белого полевого шпата прямоугольной и овальной формы. Размер фенокристаллов полевого шпата, представленных преимущественно микроклином, равен $1 \times 1,5$, нередко $0,5 \times 1$ см и меньше. Местами порфировидные выделения полевого шпата образуют небольшие скопления в породе, и тогда размеры фенокристаллов увеличиваются примерно до 2×3 см.

В районе г. Коростышева эти фенокристаллы ориентированы преимущественно по азимуту ($340-350^\circ$), и при приближении к периферийной зоне плутона полевой шпат кристаллов приобретает розовато-кремовую окраску. Под микроскопом в гранитах района Коростышева наблюдаются: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, апатит, магнетит, циркон, иногда сфен. Структура гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная. Плагиоклаз, отвечающий олигоклазу (№ 16—28),

является преобладающим минералом в породе; он содержит включения кварца, калишпата и усеян чешуйками серицита. Мирмекитовые образования в плагиоклазе встречаются в тех его зернах, которые окружены или заключены в микроклине. Микроклин-пертит обладает хорошо выраженной двойниковой структурой.

Полевые шпаты занимают 65—70% состава породы, кварц — 25—30%; остальные 5% составляют биотит и акцессорные минералы. По направлению к периферии плутона содержание микроклина в породе возрастает, сначала он сравнивается количественно с плагиоклазом, а затем преобладает над ним. Например, в мелкопорфировидных светло-серых гранитах с. Забродья калиевого полевого шпата уже больше (незначительно), чем плагиоклаза.

Розовые аплитовидные и аплитопегматоидные граниты краевой зоны плутона характеризуются преобладанием в породе микроклина, который составляет 40—45% ее состава. Плагиоклаз (№ 12—20) содержится в значительно меньшем количестве; однако соотношения между ними не постоянны для разных пунктов. Биотит с обычным плеохроизмом переходит нередко в мусковит. Последний наблюдается и самостоятельными листочками в аплитовидном граните.

Химический состав гранитов плутона приведен в табл. 63, отражающей различие состава двух разновидностей.

Граниты так называемого житомирского типа, типичным представителем которых является серый однороднозернистый (мелко-среднезернистый) биотитовый гранит, разрабатываемый карьерами у г. Житомира, на Соколовой Горе и в районе с. Крошни, распространены обычно небольшими массивами. Массивы этого серого гранита разобщены между собой гнейсами. Так между массивами Соколовой Горы и с. Крошни находится мощная толща биотитовых и амфиболо-биотитовых инъецированных гнейсов, вскрытая р. Каменкой на северо-западной окраине Житомира.

Контур и строение гранитных массивов в районе Соколовой Горы, с. Крошни и в самом Житомире не выяснены, так как выходы их на поверхность ограничены весьма небольшой площадью. Однако по аналогии с другими массивами такого же гранита можно полагать, что периферийная часть таких массивов представлена фацией розового аплитопегматоидного гранита, а центральная часть — серым однороднозернистым гранитом.

Об этом может также свидетельствовать и то, что серые граниты вскрыты р. Тетеревом и р. Каменкой в районе самого Житомира, переходят в розовые аплитопегматоидные граниты. Как видно, серые однороднозернистые граниты в районе Житомира распространены небольшими массивами, разобщенными между собой породами гнейсово-мигматитового комплекса.

Кроме района Житомира, граниты этого типа широко распространены в виде небольших тел на северо-западной окраине Украинского кристаллического массива, в частности к востоку и югу от г. Новоград-Вольнска, по р. Смолке, в с. Киянке, а также в ряде других мест.

Минералогический состав типичных житомирских гранитов следующий: микроклин и ортоклаз, плагиоклаз (олигоклаз), кварц, биотит, мусковит, апатит, магнетит, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая, с явлениями катаклаза.

Соотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом близкие 1:1. Микроклин с решетчатой структурой и развитыми пертитовыми выделениями в виде волокон и веретенеч представлен таблитчатыми зернами с неправильными очертаниями. Более правильные зерна

плаггиоклаза подверглись серицитизации и частичному замещению микроклином. На некоторых его зернах наблюдается изгибание двойниковых индивидов при сохранении целостности зерен. Это явление, а также волнистое угасание и наблюдаемая раздробленность некоторых зерен кварца свидетельствуют о постмагматических динамических воздействиях на породу.

Биотит подвержен мусковитизации и хлоритизации. Мусковит — преимущественно вторичный минерал, развивающийся как по пластинкам биотита, так и за счет полевых шпатов.

Химический состав гранитов Коростышевского и Житомирского плутонов приведен в табл. 63.

Таблица 63

Химический состав гранитов Коростышевского и Житомирского массивов

Состав	1	2	3	4	5	6
	в весовых %					
SiO ₂	70,68	69,96	70,84	75,05	68,52	70,38
TiO ₂	0,31	0,42	0,62	0,04	0,57	—
Al ₂ O ₃	14,12	14,35	14,18	13,91	15,45	14,36
Fe ₂ O ₃	0,47	0,64	0,76	0,46	1,65	1,46
FeO	2,38	2,51	2,09	1,65	3,01	2,00
MnO	0,03	0,04	0,01	0,08	0,08	—
MgO	1,12	1,03	0,71	0,36	1,37	0,78
CaO	2,15	1,12	0,38	0,61	1,66	1,05
Na ₂ O	3,63	3,43	2,87	2,12	2,93	2,86
K ₂ O	4,03	5,43	6,02	4,61	4,17	6,63
P ₂ O ₅	0,29	0,34	0,40	0,18	0,22	—
SO ₃	Следы	0,05	—	0,02	0,16	—
H ₂ O	0,14	0,18	0,12	0,28	0,30	—
П.п.п.	0,57	0,82	0,77	0,79	0,36	0,55
Сумма	99,92	100,32	99,77	100,15	100,45	100,07

1—порфировидные коростышевские граниты из карьера к югу от шоссе; 2—порфировидные коростышевские граниты из карьера к северу от шоссе; 3—порфировидные граниты из Коростышева (анализ А. П. Лебедева); 4—розовые аплито-пегматоидные граниты с. Козиевки; 5—серые житомирские граниты из карьера Соколовой Горы; 6—серые граниты из района Житомира (анализ Н. И. Безбородько).

Сходство минералогического и химического состава коростышевского и житомирского гранитов, а также пространственная сопряженность этих гранитов свидетельствуют о принадлежности их к единому магматическому комплексу.

Приазовские граниты

На большой площади приазовской части Украинского кристаллического массива расположен ряд гранитных плутонов различного возраста. Здесь намечается по меньшей мере четыре последовательных цикла гранитных интрузий. Из них мы остановимся главным образом на более древних, которые распространены преимущественно в Западном Приазовье.

Представителями наиболее древних интрузий архея являются гранодиоритовые породы, распространенные в Западном Приазовье по рр. Кильтичии, Обиточной и Берде. Эти породы развиты на большой пло-

щадя; однако они не образуют крупного массива или массивов более или менее чистых интрузивных пород. Они представлены главным образом в виде смешанных, гибридных, в основном плагиоклазовых пород с минералогическим составом, меняющимся в зависимости от того, какого рода вмещающие породы мигматизированы и ассимилированы гранитной магмой и в какой мере продукты магмы преобладают над продуктами вмещающих пород. Поэтому среди них наблюдаются все представители от более или менее массивных роговообманково-биотитовых гранодиоритов-банатитов до гнейсовидных роговообманковых или же биотитовых плагиоклазовых мигматитов.

Вследствие этого среди широкого поля плагиоклазовых мигматитов встречаются то большие, то меньшие участки гранодиоритов, содержащих ксенолиты амфиболитов и гнейсов. Они находятся в нижнем течении р. Берды, выше с. Осипенко, по р. Кильтичии, в районе сс. Полоузовки, Софиевки и к северо-востоку от с. Андреевки, а также в среднем течении р. Обиточной и по ее правому притоку — р. Чокраку.

Обычно это серые, иногда темно-серые, среднезернистые кристаллические породы, подчиненные тектоническим структурам северо-западного простирания. Стресс-минералы и инъекционная сланцеватость в этих породах ориентированы на северо-запад.

Породы состоят из плагиоклаза (№ 24—36), кварца, микроклина, ортоклаза, биотита, роговой обманки (в непостоянных соотношениях); аксессуаров — апатита, сфена, рудных, эпидота, ортита, кальцита и др. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда порфириовидная. Плагиоклаз — господствующий минерал. Калиевые полевые шпаты встречаются в виде антипертитовых выделений в плагиоклазе и в незначительном количестве в виде самостоятельных образований. Биотит, кроме первичного, нередко развивается за счет зеленой роговой обманки.

Они описаны в работах Ю. Ю. Юрка (1941а), Ю. Ю. Юрка и В. М. Брезера (1939) и Г. К. Фельдмана (1941).

В Восточном Приазовье, вероятно, наиболее древними гранитоидными породами являются гранодиориты рр. Мокрой Волновахи и Кальмиуса. Н. И. Безбородько (1935а) относил гранодиорит р. Волновахи к группе наиболее древних интрузивных пород кристаллического массива. Породы гранодиоритового состава, обнаженные р. Мокрой Волновахой, залегают в виде массива, который прослеживается на протяжении около 10—12 км, начиная от с. Бугаса до хут. Богдановки. Можно предполагать, что распространение этих пород в Восточном Приазовье не ограничивается бассейном р. Мокрой Волновахи, так как такие же по структуре и составу породы наблюдаются на левом берегу р. Кальмиуса, южнее с. Николаевки и, вероятно, восточнее этого района. Это серые (темно-серые) порфириовидные породы, в которых среди темно-серой среднезернистой массы распределены порфириовые кристаллы розового полевого шпата (размером 2—3 см по длинной оси), ориентированные длинной стороной так же, как и динамосланцеватость породы, в северо-западном направлении.

Отличительной особенностью гранодиоритов Восточного Приазовья является то, что основная масса породы состоит из таблитчатых и изометричных зерен плагиоклаза (господствует) с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата, кварца, пластинок зеленой роговой обманки и биотита, среди которых включены крупные порфириовые зерна микроклин-пертита с извилистыми контурами. В этих крупных порфириовых зернах микроклина с идеальной двойниковой решеткой заключены мелкие корродированные зерна плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита и хлорита. Кроме порфириовых выделений, микроклин изредка

образует неправильные ксеноморфные зерна, занимающие промежутки между зернами плагиоклаза и кварца. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, рудные минералы, циркон. Плагиоклаз представлен главным образом олигоклазом с тонкой двойниковой штриховкой.

Порфиновые кристаллы микроклина неравномерно распределены в гранодиорите. Некоторые участки породы насыщены ими, а на других он представляет редкие включения. В этом случае гнейсовидная текстура породы более четко выражена. Зерна плагиоклаза, окружающие крупные кристаллы микроклина и заключенные внутри них, в высокой мере серицитизированы и пелитизированы, а биотит хлоритизирован. Поэтому создается впечатление, что микроклинизация этой гранодиоритовой породы связана с более поздней интрузивной стадией, и, быть может, обусловлена внедрением в гранодиорит мощных жильных аплитовых и пегматитовых дериватов, связанных с более поздней гранитной интрузией. Химический состав гранодиоритовых пород приведен в табл. 64.

Таблица 64

Химический состав гранодиоритов

Состав	1	2	3	4	5
	в весовых %				
SiO ₂	60,04	63,28	63,32	64,00	61,91
TiO ₂	0,48	0,89	0,57	0,59	0,55
Al ₂ O ₃	19,60	14,90	15,56	16,02	17,34
Fe ₂ O ₃	1,99	1,20	2,89	1,78	2,78
FeO	3,59	3,16	3,16	3,01	2,82
MnO	0,07	0,07	0,06	0,07	—
MgO	3,22	4,09	2,72	2,35	0,45
CaO	4,90	2,88	5,11	3,86	4,32
Na ₂ O	4,01	4,21	4,27	4,41	4,80
K ₂ O	1,63	4,01	1,24	4,28	3,44
SO ₃	—	0,03	0,21	0,12	—
P ₂ O ₅	0,09	0,24	0,20	0,15	—
H ₂ O	—	0,10	0,07	0,16	—
П.п.п.	0,76	0,56	0,81	0,64	1,26
Сумма . . .	100,38	99,62	100,09	100,44	99,67

1—гранодиорит р. Берды, выше с. Осипенко; 2—гранодиорит-мигматит, балка Камышеватая; 3—гранодиорит р. Обиточной, ниже хут. Шевченко; 4—гранодиорит р. Мокрой Волновахи, с. Ново-Игнатовка; 5—гранодиорит р. Мокрой Волновахи (анализ Н. И. Безбородько).

К последующим гранитным интрузиям Приазовья относятся порфиновые граниты Токмак-Могилы, серые граниты Салтычией Могилы, с. Басани, р. Каратюка, а затем розовые порфиновые и аплитовидные граниты Восточного Приазовья. Если формирование предыдущих пород гранодиоритового состава было связано со структурами северо-западного направления, то большинство указанных гранитных интрузий отвечает субмеридиональным структурам северо-восточного направления и, следовательно, они связаны с иным, более поздним тектоно-магматическим циклом.

Среди перечисленных гранитных массивов наибольший интерес представляет массив порфировидного крупнозернистого гранита Токмак-Могилы и сопровождающие его по обеим сторонам небольшие массивы серых биотитовых гранитов Салтычией Могилы и с. Радоловки (оргитовый

гранит), а также с. Басани. На вершине и склонах Токмак-Могилы, расположенной к северу от ст. Верхний Токмак, на большой площади обнажается серый гранит, содержащий крупные фенокристаллы розового полевого шпата, представленного главным образом микроклин-пертитом. Текстуры течения в этом граните ориентированы в северо-восточном субмеридиональном направлении. Продолжением гранитного массива Токмак-Могилы на северо-восток являются выходы таких же порфиоровидных трахитоидных гранитов в верхнем течении р. Конки, в районе хут. Тихий Гай (выше Конских Раздоров). Надо полагать, что этот гранитный плутон занимает большую территорию, однако обнажается он лишь на водораздельном пространстве, будучи на остальной площади прикрыт мощным осадочным покровом.

Порфиоровидные граниты на Токмак-Могиле рассечены серией жил аплитовидных гранитов и аплитов различной мощности, вероятно являющихся остаточными дериватами магм той же гранитной интрузии.

Минералогический состав порфиоровидных гранитов следующий: плагиоклаз (олигоклаз), микроклин, ортоклаз, кварц, биотит и аксессуарные — апатит, роговая обманка, рудные минералы, циркон; вторичные минералы представлены мусковитом, серицитом, эпидотом и лимонитом. В основной массе породы преобладает плагиоклаз; фенокристаллы представлены главным образом микроклином. Размер фенокристаллов от 1×2 до 5×6 см. Кварц занимает около 30% состава породы, имеет волнистое угасание. Роговая обманка не всегда встречается в породе; она наблюдалась в виде отдельных зерен в граните из хут. Тихий Гай. Биотит составляет 3—5%. По внешнему виду граниты Токмак-Могилы аналогичны порфиоровидным гранитам района хут. Шевченко Кировоградской области.

К юго-востоку от Токмак-Могилы, параллельно ей, вытянуты два небольших массива серого среднезернистого гранита: один в с. Радоловке, а второй в районе Салтычий Могилы, юго-восточнее с. Салтычия. Первый из этих массивов, вероятно, представляет совсем небольшое тело.

Ручьем Сосикулак этот массив прорезан на протяжении 1 км. С юго-востока (на юго-восточной окраине с. Радоловки) он контактирует с полосчатыми роговообманковыми мигматитами. Падение последних ЮВ $115-120^\circ$, под углом 70° . У северо-западного контакта гранитной интрузии вмещающей породой являются мигматиты гранодиоритового состава, содержащие ксенолиты амфиболитов. В приконтактной части граниты переходят в их розоватую разновидность, а жилы их аплитопегматоидной разности секут мигматиты. Стресс-минералы в граните ориентированы по линии СВ $10-20^\circ$.

Гранитный массив в районе Салтычий Могилы несколько больше по размеру (свыше 10 км) и, вероятно, имеет форму штока, апофизы которого вклиниваются в боковые породы, представленные роговообманковыми гранодиоритами, переходящими в мигматиты. Эти же гранодиориты в виде крупных и мелких ксенолитов встречаются в гранитах, в частности на верхушке могилы, где расположен действующий гранитный карьер. В свежем виде граниты представляют собой серую среднезернистую массивную породу, в которой, кроме основных минералов (полевые шпаты, кварц, биотит), невооруженным глазом наблюдаются смоляно-черные зерна ортита. Однако в периферийной зоне массива граниты постепенно переходят в розово-серую и розовую разновидность, как это наблюдается по правому берегу ручья Салтычия. На правом берегу р. Обиточной, против Салтычий Могилы, жилы аплитовидных гранитов и пегматитов секут серые мигматиты. Серые граниты, дающие апофизы в гранодиориты, имеют мелкозернистую структуру и на контакте переходят в розовые

аплитоидные граниты, как это наблюдается по балке к юго-востоку от Салтычий Могилы, против хут. Новоселки.

Минералогический состав гранитов Салтычий Могилы и с. Радоловки одинаков и характеризуется присутствием следующих минералов: микроклина, плагиоклаза, преимущественно олигоклаза, кварца, биотита; аксессуарных: апатита, сфена, ортита, магнетита, ильменита, циркона; вторичных: мусковита, серицита, эпидота, хлорита, каолинита и др. Микроклин-пертит преобладает, иногда встречается наравне с плагиоклазом. Плагиоклаз обычно серицитизирован и пелитизирован, иногда с деформированными полисинтетическими двойниками. Ортит и сфен распределены неравномерно в породе. В гранитах с. Радоловки их меньше, а на Салтычий Могиле больше.

На самой могиле содержание ортита в породе местами достигает свыше 1%; в других пунктах его меньше. Обычно вокруг зерен ортита, иногда достигающих размеров 2—3 мм в длину, наблюдаются бурые ореолы. Он плеохроирует от зеленовато-желтого до зеленоватого. Основные компоненты ортита следующие: SiO_2 29,16%, Al_2O_3 9,29%; Fe_2O_3 16,97%, FeO 18,04%, Ce_2O_3 14,70, $(\text{La}, \text{Dy})_2\text{O}_3$ 1,85%, $(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3$ 0,55%, H_2O 1,16%, удельный вес 3,32. Сумма редких земель в гранитах Салтычий Могилы 0,02%. В балке Камышеватой (левый приток р. Кильтичии) к северо-востоку от с. Андреевки среди мигматитов залегает мощная дайка аналогичных розово-серых ортитоносных аплитоидных гранитов.

Н. И. Безбородько (19286) относил граниты Салтычий Могилы (назвав их ортитовыми) к житомирскому типу, Г. К. Фельдман (1941) считал их адамелитом, а граниты балки Камышеватой называл кварцевыми сиенитами; В. И. Лучицкий отнес граниты сс. Салтычий и Радоловки к группе интрузий житомирского типа «не вполне определенного возраста».

В районе с. Басани, на р. Токмачке, к северо-западу от Токмак-Могилы находится небольшой массив серых мелкозернистых, частично загрязненных боковым материалом гранитов, относящихся также к описываемому комплексу. Вследствие мигматизации в этих гранитах местами наблюдается чередование то более темных, то светлых полос, ориентированных субмеридионально по азимуту 15° . Такую же примерно ориентировку имеют и удлиненные ксенолиты, содержащиеся в граните и представленные амфиболитами и мигматитами типа гранодиоритов, а также иньекционными гнейсами.

По минералогическому составу граниты с. Басани аналогичны предыдущим типам (микроклин, олигоклаз, кварц, биотит, апатит, циркон, серицит и др.), с той лишь разницей, что в этих гранитах не отмечался ортит, но встречались оспенные пятна из чешуек биотита.

Мы полагаем, что петрогенетически и в возрастном отношении описанный гранитный комплекс должен соответствовать так называемому ингулецко-кировоградскому интрузивному комплексу, широко развитому в пределах Украинского кристаллического массива. С описанными гранитами в Приазовье (и в других районах) генетически связано развитие мощных пегматитовых полей, образующих крупные месторождения по рр. Чокраку (Елисеевка—Долинское), Обиточной, Кильтичии (Андреевка) и Буртичии (хут. Вербовый).

Вероятно, к этому же комплексу гранитов относится довольно крупный гранитный массив, обнаженный рр. Каратюком, Темрюком и частично Бердой в ее среднем течении. Этот гранитный плутон приурочен к структурам северо-восточного направления и вытянут в субмеридиональном направлении от с. Захарьевки до хут. Веселого и выше по

р. Темрюку, а по р. Каратюку до хут. Садового. В контактной зоне гранитного плутона во вмещающих породах развиты мощные пегматитовые тела, несущие редкоземельные минералы.

Отличительной особенностью состава этих гранитов является то, что в качестве порообразующего минерала здесь встречается в небольшом количестве роговая обманка. Однако это объясняется вернее всего тем обстоятельством, что современной эрозией вскрыта лишь верхняя зона гранитного плутона, где он, контактируя с амфиболовыми породами, приобрел роговую обманку извне в результате ассимиляции амфиболитов. В южной части массива и в других пунктах при наличии контакта с биотитовыми гнейсами роговая обманка в гранитах отсутствует, несмотря на явные признаки их мигматизации. Следовательно, здесь мы имеем дело с гибридизированными гранитами верхней зоны плутона. Об этом свидетельствует гнейсовидная текстура и неоднородная зернистость гранитов, наличие в них значительного количества кварцево-пегматитовых жил, а также постепенный переход их в типичные мигматиты на периферии массива. Ориентировка гнейсовидной текстуры в гранитах южной части массива направлена меридионально ($350-360^\circ$), а в гранитах северной половины массива она все больше отклоняется к северо-востоку и направление полосчатости достигает азимута $30-40^\circ$.

Граниты по рр. Каратюку и Темрюку среднезернистые, розовато-серые, состоят из микроклина и ортоклаза, плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки, а также обычных аксессуариев, создающих аллотриоморфно-зернистую структуру.

Граниты Восточного Приазовья, известные в литературе под именем «анатолийских» (Безбородко, 1935а), отличаются от ранее описанных гранитов окраской, структурой и минералогическим составом и относятся к гранитной формации иного возраста. Они распространены на большой площади Восточного Приазовья и, вероятно, составляют не один, а несколько массивов. Однако эти граниты недостаточно исследованы, и мы не располагаем подробным материалом для такого выделения. Это розовые или розово-красные порфириовидные или переходящие в аплитовидные граниты, отличающиеся от предыдущего гранитного комплекса явным преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом и вообще господством микроклина среди порообразующих минералов.

Граниты в Восточном Приазовье распространены по правым притокам р. Кальмиуса к востоку и юго-востоку от ст. Карань, по Восточному Кальчику, в районе с. Анадоль, в районе с. Дмитриевки и к северо-востоку от последней. Есть основание считать, что это более молодые гранитные интрузии, подобно тому как в средней части кристаллического массива токовские граниты считаются более молодыми, чем граниты ингулецко-кировоградского комплекса.

И. Д. Царовский (1948) указывает на наличие ксенолитов серого гранита в розовых порфириовидных гранитах Каранского карьера. При этом он подчеркивает, что сравнение образцов ксенолитов серых мелкозернистых гранитов с образцами гранитов из Салтычий Могилы показывает их полную идентичность в окраске, структуре, минералогическом и химическом составе. Следует заметить, что мнение о полной идентичности состава и структуры этих ксенолитов с составом ортитового гранита Салтычий Могилы не является обоснованным, так как ксенолиты в граните Каранского карьера представляют собой в высокой степени гранитизированный биотитовый гнейс, а не чистую разновидность среднезернистых серых ортитовых гранитов, каковыми являются салтычинские. Об отсутствии полной идентичности свидетельствуют также

химические анализы двух гранитов, приведенные в статье И. Д. Царовского (1948) для сравнения.

Однако гранитизация биотитовых гнейсов произведена не магмой так называемого анатолийского гранита, в котором эти ксенолиты находятся, а магмой серых, более древних, гранитов типа житомирских, в краевых зонах которых бывают гранитизированные гнейсы. По внешнему виду эти ксенолиты Каранского карьера представляют собой серую, с розоватым оттенком, мелкозернистую гранитную, с гнейсовой текстурой, породу. Она состоит в основной массе из аллотриоморфных зерен микроклина, плагиоклаза, кварца (нередко с правильными очертаниями) и биотита, тонкие ориентированные пластиночки которого типичны для гнейсовых пород. Кварц катаклазирован и обладает волнистым угасанием. Поэтому прав И. Д. Царовский, когда считает, что интрузия так называемого анатолийского гранита в Восточном Приазовье предшествовала интрузии серых гранитов и анатолийские граниты занимают промежуточное стратиграфическое положение между серыми гранитами (которые встречаются в них в виде ксенолитов) и гранито-сиенитовым комплексом Восточного Приазовья.

В минералогическом отношении розовые и розово-красные граниты Каранского карьера, Дмитровского и других районов Восточного Приазовья характеризуются преобладанием микроклина над плагиоклазом, бедностью цветными минералами (исключая участки, где ассимилированы темноцветные гнейсовые или основные породы) и наличием в виде акцессориев циркона и других редкоземельных минералов. Микроклин содержит пертитовые образования различной формы, кварц волнисто угасает, наблюдаются мирмекитовые образования в плагиоклазе.

О стратиграфическом положении крупнозернистых розовых гранитов Екатериновского массива (на р. Кальчике) и массива Каменных Моги

Таблица 65

Химический состав гранитов Приазовья

Состав	1	2	3	4	5	6	7
	в весовых %						
SiO ₂	67,45	69,07	69,32	68,78	67,52	67,61	68,90
TiO ₂	0,64	0,85	0,55	0,24	0,32	0,26	0,48
Al ₂ O ₃	14,43	15,50	14,20	15,04	14,80	14,70	15,03
Fe ₂ O ₃	1,35	0,35	1,67	2,03	1,70	1,38	1,19
FeO	2,98	3,15	2,43	1,72	2,21	2,29	2,60
MnO	0,06	0,04	0,02	0,07	0,03	0,06	0,08
MgO	0,99	0,85	0,95	1,27	1,73	1,52	0,51
CaO	2,18	1,71	1,59	2,60	2,49	2,47	1,62
Na ₂ O	4,31	3,35	3,13	3,94	4,57	4,73	3,12
K ₂ O	3,98	3,75	5,06	3,98	3,78	3,65	5,80
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,23	0,02	0,17	0,14	0,02
SO ₃	0,05	—	0,12	0,14	Следы	0,12	0,12
F	—	—	—	0,07	—	—	0,06
H ₂ O	0,35	—	0,16	0,22	0,14	0,23	0,20
П.п.п.	0,74	0,91	0,69	0,48	0,60	0,78	0,36
Сумма . .	99,67	99,73	100,12	100,60	100,06	99,94	100,09

1—порфириовидный гранит, Тихий Гай; 2—гранит, обнажение Салтычия Могила; 3—с. Басань; 4—р. Каратюк, выше с. Захарьевки; 5—р. Каратюк, ниже хут. Садового; 6—р. Темрюк, выше хут. Веселого; 7—Дмитриевский карьер.

(южнее ст. Розовка) существуют разноречивые мнения. Ю. Ю. Юрком были встречены в екатериновских гранитах ксенолиты мелкозернистой серой гранитизированной породы, аналогичные ксенолитам Каранского карьера. Однако это может свидетельствовать лишь о том, что Екатериновские розовые граниты моложе серых.

Химический состав гранитов Приазовья приведен в табл. 65.

КРАСНЫЕ И ЧЕРНОКВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРОВЫЕ ГРАНИТЫ И МОНЦОНИТЫ ДНЕПРОВСКО-БОКОВЯНСКОГО И ДРУГИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Введение

Как уже отмечалось выше, Днепровско-Боквянский интрузивный комплекс развит в центральной части кристаллического массива в виде многочисленных тел, внедрившихся в связи с субширотными дислокациями (связанными с волинской складчатостью) и ложившихся на более древние структуры кристаллического массива. В центральной части региона к этому интрузивному комплексу относятся: Днепровско-Каменский массив красных крупнозернистых и аплитовидных гранитов, Демуринский массив розовых аплитовидных гранитов и гранитов верховья р. Саксагани, Токовский массив красных гранитов и аплитовидные граниты р. Базавлука. На Ингуло-Ингулецком водоразделе этот интрузивный комплекс представлен Боквянским массивом гранитов и чарнокито-монцонитов, Верблюжским массивом гранитов и чарнокито-монцонитов, массивами аплитовидных розовых гранитов р. Ингульца, Новоукраинским массивом грубозернистых красных гранитов. В северо-западной части кристаллического массива к этому комплексу могут быть отнесены массивы пержанских гранитов и массив осницких гранитов и сопряженных с ним пород.

Этот интрузивный комплекс представляет собой калийную ветвь кислых интрузивных пород, отличающихся высокой активностью калия; в них ведущую роль играет микроклин. Преобладающее развитие в этом комплексе имеют красные крупнозернистые и грубозернистые порфировидные граниты и особенно широко развиты их краевые фации — красные аплитовидные граниты, нередко образующие самостоятельные массивы. Красные микроклиновые граниты с черным кварцем в бассейне р. Ингульца получили название чернокварцевых гранитов. В массивах рр. Верблюжки и Боковой, наряду с чернокварцевыми красными гранитами, наблюдается развитие крупнопорфировых гранитов.

В состав Днепровско-Боквянского интрузивного комплекса входят также дифференциаты основной магмы, представленные калийной ветвью и рядом ортоклазо-плагноклазо-пироксеновых пород. Здесь в массивах рр. Верблюжки, Боковой и с. Ново-Украинки наблюдаются переходы от гранитов к пироксеновым гранитам-чарнокитам и далее к монцонитам, содержащим основной плагноклаз и, наконец, к норитам. В них проявляется устойчивая активность калия; микроклин здесь также устойчив и ассоциирует с основным плагноклазом в виде микроклин-пертитов и антипертитов.

В отличие от центральной части кристаллического массива в Осницком массиве наблюдается многократная пульсация магматических интрузий; здесь внедрение габбро-Грубашева предшествует внедрению гранитов; в Осницком массиве наблюдаются и габбро-сиениты. Следует отметить, что возраст Боквянского массива по монациту из Братолобовки определен Л. В. Комлевым в 1500 млн. лет. Боквянский массив отвечает по возрасту Верблюжскому массиву, где возрастное значение

для монацита из района с. Чечелевки А. И. Тугариновым определено в 1600 млн. лет. Вместе с тем для токовских гранитов по ортиту и сфену возраст равен 1200 млн. лет и, вероятно, эти граниты могут быть отнесены к коростеньскому комплексу, если в дальнейшем эти определения возраста подтвердятся. Они рассматриваются здесь в одном комплексе молодых красных гранитов центральной части Украинского кристаллического массива.

Остановимся на характеристике отдельных интрузивных массивов.

Боковянский интрузивный массив

Этот массив располагается в бассейне рр. Боковой и Боковеньки среди плотных черных гнейсов и их мигматитов. Он имеет овальную форму, в северной части вытянут в широтном направлении в связи с резким дугообразным изгибом окаймляющих его гнейсов и обращен выпуклостью на восток (рис. 14). Массив дифференцирован и имеет концентрическое асимметричное строение. В северо-западной части по р. Боковеньке в районе с. Ивановки, между дендрологическим парком и устьем балки Дубровиной развиты на протяжении 1,5 км монцониты, представляющие ядро массива; они постепенно переходят через пироксеновые граниты-чарнокиты в порфиropодобные чернокварцевые граниты. По периферии массивы порфиropодобных гранитов окаймляются зоной аплитонидных гранитов. Массив изучался Р. И. Сироштаном, Л. Г. Ткачуком и Ю. И. Половинкиной. Монцониты представляют собой крупнозернистые порфиropодобные темно-серые породы с зеленоватым оттенком, в которых местами наблюдается флюидальная текстура. В них характерно сочетание микроклина, плагиоклаза от № 27 до № 38, ромбического пироксена и кварца; наряду с гиперстеном развит биотит, и местами в них наблюдается моноклинный пироксен. По пироксену местами образуется зеленая роговая обманка.

Микроклин выделяется в виде порфиropовых зерен, прорастает плагиоклазом в виде волосовидных и неправильно округлой формы вростков, среди аксессуариев наблюдается апатит, циркон, шпинель, монацит и пирит.

Количественное соотношение минералов изменяется, и порода постепенно переходит в грубопорфиropовидные граниты, в которых порфиropовые выделения розового микроклина, размерами от 3×1 до 7×2 см имеют нередко отчетливую ориентировку. Местами граниты теряют порфиropовое сложение и переходят в грубозернистые граниты; характерными для этих гранитов являются черный или темно-серый кварц. Граниты изменяют свою окраску от красной до красновато-серой и темно-серой, что связано с появлением амфибола и пироксена, и с переходом гранитов в чарнокито-монцониты. В составе гранитов плагиоклаз составляет 26—29%, микроклин 41%, кварц 25—30%, биотит 6—25%. Плагиоклаз № 26—28

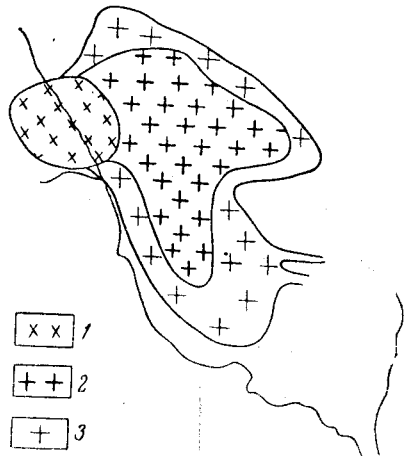


Рис. 14. План боковянского массива

1—монцониты; 2—боковянские граниты; 3—аплитонидные граниты

встречается нередко с антипертитовыми вростками. Микроклин развит главным образом в порфировых выделениях. Кроме биотита, местами наблюдается роговая обманка. Аплитоидные розовые граниты, составляющие периферическую зону, имеют резко выраженную флюидно-полосчатую структуру. В них заметна складчатость флюидных истечений, которой подчиняются согласные впайки ксенолитов боковых пород. В аплитоидных гранитах отмечено более высокое содержание микроклина по сравнению с порфировыми гранитами центральной части массива. Микроклин в них составляет 41—54%, плагиоклаз 9—24%, кварц 23—26% и биотит 3—9%. Среди аксессуаров в них, наряду с апатитом и цирконом, развит монацит.

Породы массива характеризуются составом, приведенным в табл. 66.

Таблица 66

Химический состав пород Боковьянского массива

Состав	Монцитит, с. Ивановка	Порфировидный гранит, с. Брато- лобовка	Порфировид- ный гранит, р. Боковая	Аплитоидный гранит, с. Гурь- евка
	в весовых %			
SiO ₂	65,20	71,40	63,98	74,86
TiO ₂	0,58	0,11	0,42	0,05
Al ₂ O ₃	14,55	15,22	16,70	13,97
Fe ₂ O ₃	1,83	0,84	0,70	0,59
FeO	3,28	2,13	3,88	0,42
MnO	0,03	0,006	0,07	Следы
MgO	1,43	0,70	1,92	0,25
CaO	3,40	1,81	3,05	0,70
Na ₂ O	5,68	3,80	2,76	2,76
K ₂ O	6,22	4,28	5,20	6,04
П.п.п.	1,19	0,12	0,72	0,53
Влага	0,11	0,14	0,68	0,06
Сумма . . .	103,50	100,55	100,08	100,22

Монцититы Боковьянского массива в отличие от более древних монцититов Побужья содержат значительно больше микроклина наряду со средним и основным плагиоклазами. Анализы показывают увеличение количества CaO и MgO при переходе от аплитоидных гранитов, представляющих периферическую часть массива, к монцититам центральной части.

Верблюжский интрузивный массив

По р. Верблюжке развит дифференцированный массив, по своему составу подобный массиву р. Боковой. Он имеет дугообразную серповидную форму, обращенную выпуклостью на юго-запад (рис. 15). Северный контакт массива с гнейсами прослеживается вдоль левого склона р. Верблюжки на всем протяжении от с. Чечелевки до с. Спасово; от с. Спасово массив поворачивает в северо-западном субмеридиональном направлении до р. Бешки; р. Ингулец пересекает восточную часть массива ниже р. Верблюжки. Ширина его здесь 3 км. Ответвление массива наблюдается по р. Водяной. По нижнему контакту заметны многочисленные апофизы красных аплитоидных гранитов, секущие мигматиты и серые граниты. По контактам их отмечена микроклинизация боковых пород.

Массив сложен крупнопорфировыми гранитами, которые постепенно, начиная от районов западнее с. Малиновки, к с. Спасово приобретают зеленовато-серую окраску и грубозернистое сложение, обогащаются пироксеном и переходят в чарнокиты, а затем в районе с. Спасово переходят в черные основные монцитоны, названные Л. Г. Ткачуком сиенит-норитами. Наряду с этим, в массиве выше с. Спасово наблюдаются красные крупнозернистые граниты с черным кварцем. Ответвление массива по р. Водяной представлено красными крупнозернистыми и аплитоидными гранитами. Красные аплитоидные граниты развиты и в северо-западной части массива. Следует отметить, что по р. Верблюжке вдоль северного контакта не отмечено выделения аплитоидных гранитов, и порфировые граниты непосредственно контактируют с гнейсами. Последние налегают здесь на граниты, причем контакт гранитов круто падает в сторону гнейсов. Массив изучался Ю. И. Половинкиной, Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачуком и В. Д. Степанец. С поверхности породы массива превращены в грубообломочную дресву. В порфировидных гранитах фенокристаллы представлены микроклином, размеры которого изменяются от 1×2 до 3×7 и редко до 6×12 см. Фенокристаллы обладают ориентированным расположением параллельно контакту массива. Наряду с микроклином, в порфировых гранитах развит плагиоклаз, представленный олигоклазом и олигоклаз-андезином. В целом в породе микроклин преобладает над плагиоклазом.

Основным темноцветным минералом порфировых гранитов является биотит в количестве 6—14%; наряду с ним наблюдается роговая обманка. По мере перехода к чарнокитам увеличивается содержание гиперстена.

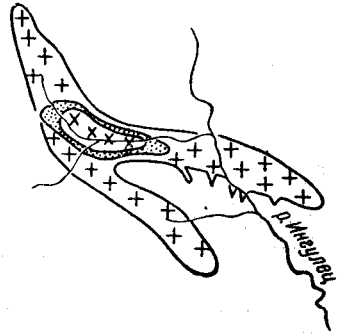


Рис. 15. План Верблюжского массива

1—монцитоны; 2—чарнокиты; 3—граниты

Таблица 67

Химический состав пород Верблюжского массива

Состав	Монцитоны с. Спасово	Чарнокиты с. Спасово
	в весовых %	
SiO ₂	56,29	61,14
TiO ₂	1,96	0,98
Al ₂ O ₃	12,18	13,30
Fe ₂ O ₃	1,44	2,93
FeO	13,51	7,18
MnO	0,17	1,99
MgO	3,36	0,08
CaO	4,34	3,87
Na ₂ O	2,34	3,48
K ₂ O	2,60	3,22
П.п.п.	1,16	0,45
Влага	0,24	0,21
Сумма . . .	99,59	98,83

В красных грубозернистых и аплитоидных мелкозернистых гранитах отмечено еще более резкое преобладание микроклина; количественный минералогический состав их в образце из балки Сухой следующий: микроклин 40,7%, плагиоклаз 18,6%, кварц 38,3%, биотит 22,2%. В аплитоидных гранитах наблюдается повышенное содержание монацита. Химический состав монзонита и чарнокита из Верблюжского массива характеризуется анализами табл. 67.

Химический состав монзонитов приводится по данным Ю. И. Половинкиной, чарнокитов по данным Института геологических наук АН УССР.

Монзониты с. Спасово представлены более основными разностями в сравнении с монзонитами с. Ивановки Боковьянского массива.

Массивы красных аплитоидных гранитов верховьев р. Ингульца

По р. Ингульцу, кроме зон мигматизации, выделяется массив аплитоидных красных гранитов по балкам Лозоватке и Дубовой и массив Александрии (рис. 16).

Массив красных аплитоидных гранитов, обнажающийся по р. Ингульцу и впадающим в него балкам Лозоватке и Дубовой, имеет следующие размеры: ширину 5—6, длину 12—15 км. Форма его овально-куполовидная. Структуры истечения окаймляют массив параллельно его контактам с гнейсами, интенсивно инъецированными гранитами. Здесь наблюдаются плавные переходы и чередование послыонных впаек ксенолитов гнейсов и аплитоидных гранитов.

Таким образом, внутри массива и по его периферии наблюдаются

зоны мигматитов, которые незаметно переходят в граниты. Заметен также переход от мелкозернистых гранитов к пегматоидным фациям, выделяющимся в виде шпир. По балке Дубовой красные аплитоидные граниты содержат гранат с размером зерен до 3 мм; гранат обильно развит в гнейсах, контактирующих с гранитом.

Массив красных гранитов и их мигматитов развит также по р. Ингульцу, в районе с. Звенигородки, г. Александрии и ст. Волно-

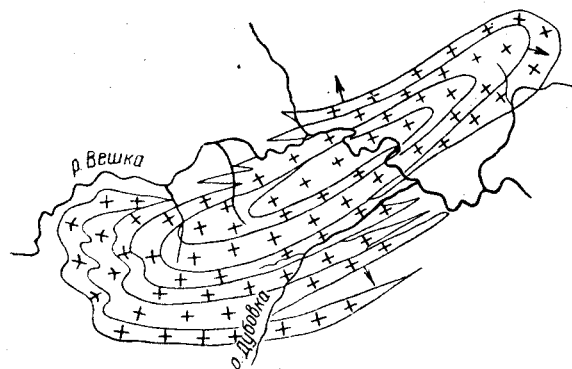


Рис. 16. План Дубовского массива аплитоидных гранитов

вахи. В районе г. Александрии аплитоидные граниты клиновидно внедряются в гнейс. В аплитоидных гранитах включены также ксенолиты серых гранитов кировоградского интрузивного комплекса. В состав гранитов входят микроклин, плагиоклаз, биотит, вторичный мусковит и местами гранат. Гранит преимущественно микроклинный, хотя соотношение микроклина с плагиоклазом варьирует в широких пределах. Плагиоклаз представлен кислым олигоклазом № 18—25. Микроклин обычно содержит микроклин-пертитовые прорастания с альбитом. Из аксессуаров встречаются циркон, апатит, монацит, магнетит. Химический состав гранитов характеризуется анализами, приведенными в табл. 68.

Образцы аплитоидных красных гранитов отобраны на следующих участках: 1) в балке Лозоватка, 2) в долине р. Бешка, 3) в р-не г. Алек-

Таблица 68

Химический состав красных аплитонидных гранитов
бассейна р. Ингулец

Состав	1	2	3	4
	в весовых %			
SiO ₂	73,75	71,46	72,78	72,94
TiO ₂	0,16	0,21	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	11,85	14,64	14,00	13,92
Fe O ₃	1,60	0,55	0,70	0,66
FeO	1,15	1,43	1,18	1,33
MnO	0,04	—	0,05	—
MgO	0,65	0,18	0,25	0,40
CaO	0,99	0,61	1,04	1,19
Na ₂ O	3,68	1,32	4,00	3,74
K ₂ O	4,75	7,42	4,93	5,02
P ₂ O ₅	0,34	0,023	0,09	0,01
SO ₃	0,06	6,08	0,09	0,07
П.п.п.	0,38	6,75	0,23	0,35
Влага	0,17	6,20	6,08	0,06
Сумма . . .	99,57	116,87	105,55	99,84

сандрии, 4) из жил, являющихся отщеплениями красных гранитов в с. Ново-Светополь.

Демуринский и другие массивы красных гранитов р. Саксагани

Демуринский массив розовых аплитонидных гранитов р. Саксагани размещается главным образом на северном крыле Демуринского антиклинала. Он прослеживается по р. Саксагани и по балке Демуриной и далее на запад по р. Желтой, ниже с. Марьяновки, и к востоку по балке Девладовой. Массив вытянут в северо-западном направлении, его южный контакт простирается параллельно флексурному изгибу саксаганской железорудной серии на Первомайском руднике. Внедрение гранитного массива произошло в связи с поперечной деформацией субмеридиональных складчатых структур Саксаганской полосы. В западной части массив окаймляется Восточно-Анновской и Желторецкой полосами, сложенными породами саксаганской серии. Таким образом, массив в его западной части по периферии окаймляется породами саксаганской серии и апофизы гранитов внедряются в последние на Первомайском руднике, на руднике Кочубея, в Восточной Анновской полосе и вдоль западного контакта Желторецкой полосы, на руднике Желтая река. С гранитами здесь связаны процессы щелочного, магнезиального и карбонатного метасоматоза.

В периферической части массива на северном крыле Демуринского антиклинала, сложенного гнейсами, по р. Саксагани и балке Демуриной развиты поля пегматоидных разностей этих гранитов, образующих крупные тела пегматитов. Эти же поля прослеживаются и на восточной периферической части массива по р. Базавлуку. Пегматиты и аплитонидные граниты в виде бесчисленных тел, внедрившихся в связи с многочисленными поперечными деформациями второго порядка, пронизывают гнейсы и метабазиты. По р. Саксагани и р. Базавлуку наблюдаются в ряде пунктов проявления щелочного натриевого и кальциевого силикатного

метасоматоза, связанного с этими гранитами. Красные аплитовидные граниты пересекают серые мелкозернистые и порфиоровые граниты кировоградского типа по р. Саксагани, в районе с. Сергеевки и у балки Петриковой (рис. 17). Розовые аплитовидные граниты обладают хорошо выраженной ориентированной структурой в виде вытянутых скоплений кварца и листочков биотита. По р. Желтой в них наблюдается линейная структура; веретенообразные скопления серого кварца здесь ориентиро-

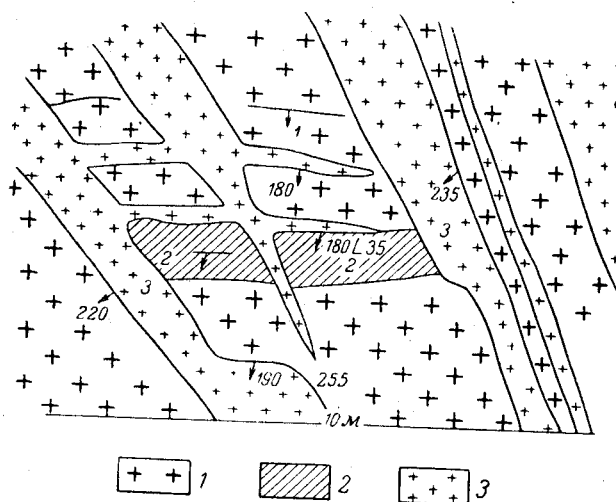


Рис. 17. Пересечение порфиоровых гранитов красными гранитами по р. Саксагани (зарисовка в плане)
1—порфиоровые граниты; 2—согласные впайки гнейсов; 3—секущие жилы розовых аплитов

ваны полого, параллельно осям складчатости истечения. В гранитах отмечены многочисленные послойные впайки ксенолитов гнейсов, связанных с гранитами непрерывными ассимиляционными переходами.

Химический состав гранитов характеризуется анализами, приведенными в табл. 69.

Таблица 69

Химический состав красных гранитов р. Саксагань

Состав	Аплитовидные граниты с. Сергеевки, р. Саксагань	Роговые аплитовидные граниты балки Скелеватой (приток р. Базавлука)	Розовые аплитовидные граниты р. Базавлука
	в весовых %		
SiO ₂	75,04	76,98	70,95
TiO ₂	—	0,09	0,66
Al ₂ O ₃	12,53	11,51	15,61
Fe ₂ O ₃	3,43	2,23	0,64
FeO	0,54	0,96	0,67
MnO	—	0,06	—
MgO	0,96	0,51	0,81
CaO	1,35	1,26	1,23
Na ₂ O	2,86	3,59	3,95
K ₂ O	2,82	1,50	5,34
П.п.п.	0,4	0,41	0,06
Влага	0,10	0,12	0,07
Сумма.	100,03	99,22	99,99

Граниты представляют собой калийную ветвь с резким преобладанием микроклина.

В верховьях р. Саксагани, в районе сс. Алферова и Саксагани, развиты эти же красные аплитовидные граниты. Подобные им граниты наблюдаются в верховьях р. Базавлука, в Скелеватском карьере. Все они представляют, по-видимому, единый Верхне-Саксаганский массив. По р. Саксагани они и пересекают и содержат крупные блоки ксенолитов,

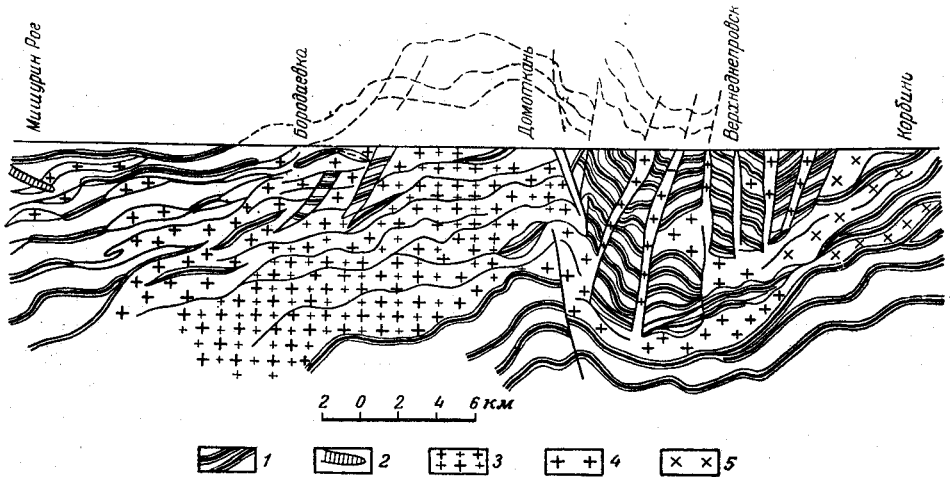


Рис. 18. Разрез Днепровского массива красных гранитов

1—полимигматиты (романковско-тарамская свита гнейсов, инъецированных розовыми аплитами); 2—жилы молодых серых гранитов (Тахтайка и Мишуриин Рог); 3—граниты красные порфиroidные (днепровские); 4—розовые аплитовидные граниты; 5—серые биотитовые граниты (Корбино).

серых мелкозернистых и порфировых рассланцованных гранитов. В Скелеватском карьере, в верховьях р. Базавлука, среди красных аплитовидных гранитов прослеживается зона вкраплений мелкочешуйчатого молибденита. Наряду с молибденитом наблюдаются вкрапления пирита. На участках, содержащих вкрапления сульфидов, граниты затронуты процессами серицитизации.

Днепровский гранитный массив

По р. Днепру в районе сс. Бородаевки, Домоткани и Орлика, а также в районе г. Верхнеднепровска и с. Корбина прослеживаются на протяжении 34 км выходы массива красных гранитов. На этом протяжении выделяются три участка, из которых район сс. Бородаевки, Домоткани и Орлика является главной частью массива, а остальные, в районе г. Верхнеднепровска и с. Корбина, его апофизами (рис. 18).

Здесь внедрение красных гранитов было связано с развитием флексуобразной складчатости, смявшей вкрест простирания более древние северо-западные складчатые структуры мигматов р. Днепра. Флексуобразные смятия и сбросы простираются в северо-восточном направлении и им подчиняется простирание массива гранитов и их структур истечения. В сс. Домоткани и Бородаевке, на правом берегу р. Днепра, обнажаются розовые аплитовидные и пегматоидные граниты. В с. Домоткани они переходят в свои глубинные фации — красные среднезернистые порфиroidные граниты с ориентированной трахитоидной структурой. Порфиroidная структура в гранитах выявляется недостаточно отчетливо, выделения

порфировых зерен красного микроклина непостоянны и сливаются с общей среднезернистой массой гранита красного цвета. Эти же порфировые трахитоидные фации красных гранитов обнажаются и на противоположном левом берегу р. Днепра в каменоломнях с. Орлика.

Таким образом, здесь отчетливо устанавливается, что более широко развитые аплитоидные красные граниты являются краевой фацией красных порфировидных и крупнозернистых гранитов, сходных по текстуре с гранитами массива ст. Ток. Впайки гнейсов и полимigmatитов в районе с. Бородаевки и структуры истечения в гранитах образуют согласную флексуобразную складчатость субширотного северо-восточного простирания. В аплитоидных гранитах с. Бородаевки наблюдаются включения конкордантных ксенолитов, ранее интродуцированных аплитоидными и серыми мелкозернистыми биотитовыми гранитами. В свою очередь данные граниты между сс. Бородаевкой и Тарасовкой пересекаются базальтами, переходящими в габбро-доллериты, которые условно можно параллелизовать с габбро-костенского комплекса. Порфировые зерна в с. Орлик имеют как плоскостную, так и линейную ориентировки; нередко зерна располагаются беспорядочно.

В районе г. Верхнеднепровска розовые аплитоидные граниты внедряются в мигматиты по поперечным густо секущим параллельным плоскостям смещений и внутрипластовым смятиям северо-восточного субширотного простирания, пересекающим мигматиты р. Днепра. Местами в аплитоидных гранитах в каменоломне у г. Верхнеднепровска наблюдаются явления альбитизации. В с. Корбино отмечен контакт гнейсов и биотитовых мелкозернистых гранитов, являющихся апофизом рассматриваемого массива. Граниты эти имеют преимущественно микроклиновый состав.

Таким образом, в Днепровском массиве встречены три фации гранитов: красные порфировидные граниты, красные аплитоидные граниты и серые мелкозернистые граниты. В нем также прослежены проявления натриевого метасоматоза в виде альбитизации. Химический состав красных гранитов с. Орлика и серых гранитов с. Корбина характеризуется анализами, приведенными в табл. 70.

Таблица 70

Химический состав гранитов Днепровского массива

Состав	Граниты с. Орлика	Граниты светло-серые, с. Корбино
	в весовых %	
SiO ₂	72,90	71,52
TiO ₂	0,15	0,29
Al ₂ O ₃	10,66	12,90
Fe ₂ O ₃	1,40	2,71
FeO	2,48	1,28
MnO	0,04	0,02
MgO	1,08	0,56
CaO	1,73	2,24
BaO	—	0,35
Na ₂ O	3,36	3,15
SO ₃	0,60	0,99
K ₂ O	4,32	1,72
П.п.п.	0,26	0,64
Влага	0,30	0,09
С у м м а . . .	99,38	98,46

Токовский гранитный массив

По рр. Базавлуку и Каменке у ст. Подстепной и Ток обнажается массив красных крупнозернистых, местами порфировых гранитов с ориентированной трахитоидной структурой слагающих его компонентов. Эти граниты получили название токовских по одноименной ст. Ток.

Массив залегает в Чертомлыкской полосе метабазитовой серии пород, окаймляющей массив с востока. В Чертомлыкской полосе, наряду с метабазитами, развиты породы железорудной серии. Массив приурочен к дугообразному изгибу вмещающих толщ и простирается в северо-восточном направлении (рис. 19).

Северный контакт массива с амфиболитами и мигматитами вдоль р. Каменки погружается полого на север; структуры истечения в граните по р. Каменке падают полого на север под углом 20—30°. В южной части массива, вблизи Чертомлыкской железорудной полосы, в обнажениях карьера у ст. Подстепной в гранитах наблюдаются включения ксенолитов, амфиболитов и их простиранья, так как и простиранья структур истечения приобретают субмеридиональное направление. Красные

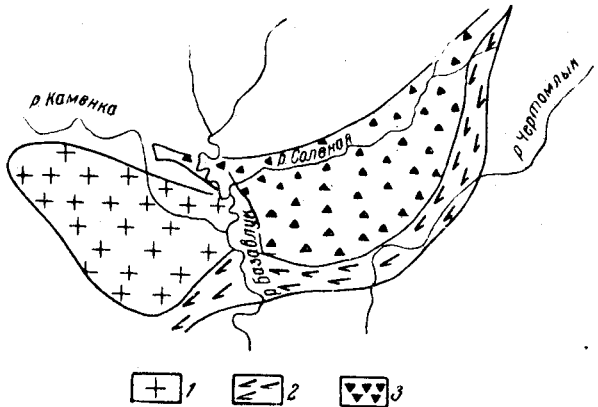


Рис. 19. План Токовского массива (зарисовка)

1—токовские красные граниты; 2—чертомлыкская полоса пород саксаганской серии и матабазитов; 3—полосы метабазитов р. Солоня

граниты в карьере ст. Подстепной содержат ксенолиты серых мелкозернистых гранитов. Это доказывает их более молодой возраст по сравнению с возрастом интрузии Ингулецкого комплекса. Обнажающийся по р. Каменке массив серых гранитов пересекается жилами розового аплита и пегматита, являющихся сателлитами Токовского массива. Токовские граниты имеют красную и серовато-красную окраску. В них нередко развиты порфировидные структуры в виде выделений феннокристаллов микроклина размерами 1—3 см на фоне среднезернистой массы; на участках более крупнозернистой структуры они сливаются с основной массой породы. Зерна микроклина имеют ориентированное расположение и породы обладают трахитоидным сложением; при этом листочки биотита равномерно рассеяны и в большинстве не ориентированы. Среди полевых шпатов ведущее место занимает микроклин. Плагноклаз представлен альбит-олигоклазом.

По пересчету химических анализов количество анортитовых молекул составляет 4,73—6,39%, альбитовых 20,02—26,49%, ортоклазовых 32,72—38,99%. Химический состав гранитов характеризуется анализами табл. 71.

Эти граниты являются калийной ветвью семейства гранитов. Так же, как и у днепровских гранитов, темноцветные минералы представлены в них биотитом и, редко, роговой обманкой; вторичные — мусковитом. Среди аксессуарных минералов отмечены апатит, титанит-магнетит, циркон, монацит, ортит, эпидот. В тонких прожилках по трещинкам наблюдаются примазки сульфидов — пирита и молибденита. По р. Базавлуку

Таблица 71

Химический состав гранитов Токовского массива

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
в весовых %								
72,85	0,30	12,48	1,21	2,46	0,20	1,40	2,36	5,47
73,94	0,00	15,12	0,62	0,73	0,39	1,29	2,24	5,74
72,78	0,28	14,07	0,60	1,50	0,54	0,95	3,29	4,74

широко развиты аллитонидные фации этих гранитов, образующие здесь полимигматиты.

С постмагматической фазой этого массива связано развитие щелочного натриевого и кальциевого силикатного метасоматоза как в боковых породах, по рр. Каменке и Базавлуку, так и в самих гранитах массива. Здесь образуются участками альбито-амфиболовые метасоматические зернистые породы с бариевым полевым шпатом, названные базавлукиитами и цоизититами. В Подстепнянском карьере в гранитах метасоматические серые мономинеральные цоизитовые породы содержат ортит.

Массивы осницких гранитов

Осницкие граниты и родственные им породы занимают в северной части Украинского кристаллического массива площадь свыше 950 км², в пределах которой образуют несколько крупных разобщенных тел. Самый большой из них — крупный гранитный массив, расположенный в Клесовском и Ракитнянском районах Ровенской области, который занимает площадь свыше 900 км². Этот массив на северо-востоке и юге контактирует с более древними гнейсами и мигматитами, а также с гранитами ингулецко-кировоградского комплекса. Другие мелкие массивы осницких гранитов известны в районе сс. Гуты Быстрицкой и Брониславки (площадь массива около 27 км²), а еще более мелкие (от 3 до 10 км²) интрузивные тела отмечены в сс. Войткевичи, Дубно, Глинно и у с. Мушне.

Самый крупный Клесовско-Рокитновский массив осницких гранитов имеет сложное строение. В этом массиве распространены включения клесовского аплит-гранита (клесовиты) и габбровых пород различных размеров и формы, видоизмененных и преобразованных в большей своей части в так называемые вировские диориты и клесовские порфириты.

Более молодые породы, чем осницкие граниты, в Клесовско-Рокитновском массиве представлены диабазами и родственными им породами и кварцевыми порфирами. Они секут граниты Клесовско-Рокитновского массива в виде даек северо-северо-западного направления.

Брониславский массив осницких гранитов характеризуется большей однородностью, которая нарушается, однако, довольно многочисленными кварцево-полевошпатовыми жилами. Дайка диабазов пересекает весь массив в северо-восточном направлении.

В формировании осницких гранитов руководящую роль играло субширотное тектоническое направление, отраженное в ориентировке порфировых выделений полевого шпата и биотита, а также в чередовании (по этому же направлению) полос крупнозернистых разновидностей гранита с полосами мелкозернистых аплитовидных его разновидностей.

Это господствующее направление в строении массивов осницких гранитов почти совпадает с тектоническим направлением древнего гней-

сово-мигматитового комплекса Волыни. Однако во многих случаях отчетливо выражено несогласие и разновозрастность этих двух сходных тектонических направлений. Это подтверждается наличием вблизи контактных зон ксенолитов и более или менее значительных останцов гнейсов (район с. Рудни Бобровской и другие места), крутым, часто вертикальным, падением первичной полосчатости оснических гранитов вблизи слабо наклонных древних биотито-плагиоклазовых гнейсов и т. д.

Кроме того, более позднее образование оснических гранитов, по сравнению с житомирскими, связанными с гнейсово-мигматитовым комплексом Волыни, подтверждается также и тем, что как это отметил С. Малковский (1927), оснические граниты несут следы влияния тектонических процессов северо-западного или северо-северо-западного направления в виде зон смятий и разломов, по которым происходила экструзия основных пород, тогда как на житомирских гранитах сказалось влияние не только этого молодого тектогенеза северо-западного направления, но и более древнего северо-восточного или восток-северо-восточного направления.

Оснические граниты и родственные им породы характеризуются массивным строением, нередко с ясно выраженной закономерной ориентировкой порфирированных выделений полевого шпата или, реже, ориентированным расположением темноцветных компонентов. Наряду с этим для оснических гранитов характерно большое разнообразие в отношении размеров слагающих их кристаллов, соотношения лейкократовой составной части с меланократовой, а также в содержании кварца, видимого простым глазом. Размер минеральных компонентов колеблется в таких широких пределах (от 0,5 до 25 мм), что можно различать крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности.

Изменение содержания темноцветных компонентов также настолько велико, что можно выделить мезо- и лейкократовые разновидности, причем среди последних широко распространены разновидности, почти лишенные темноцветного компонента. Наиболее распространенным темноцветным компонентом является биотит, к которому в мезократовых и, реже, в лейкократовых породах присоединяется обыкновенная зеленая роговая обманка. Цвет оснических гранитов и родственных им пород изменяется от серого и даже темно-серого до розового различной густоты. Главные породообразующие минералы представлены полевыми шпатами (преимущественно микроклином и плагиоклазами часто зонального строения, от кислых до основных), кварцем, биотитом и роговой обманкой. Второстепенные минералы состоят из апатита, циркона, титанита, пирита, магнетита, ильменита, рутила и очень редко флюорита. Вторичные минералы весьма обычны, причем в ассоциации эпидот-хлорит-серицит наиболее характерным является эпидот, который образует то агрегатные скопления мелких зерен, то более крупные индивиды различной формы.

Количественные соотношения главных породообразующих минералов меняются настолько значительно, что позволяют выделить граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты и сиенитдиориты.

В зависимости от соотношения калиевых полевых шпатов и плагиоклазов среди гранитов Л. Г. Ткачук (1948) различает: а) монцонитовые граниты с приблизительно равным соотношением калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, б) обыкновенные граниты с некоторым преобладанием калиевых полевых шпатов над плагиоклазом и в) калиевые (микроклиновые) граниты с резким преобладанием калиевых полевых шпатов (большим чем в два раза).

Химический состав гранитов Осницкого массива

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	78,36	72,97	71,70	70,88	64,66	65,40	59,64	61,86	60,30	58,42	57,20
TiO ₂	0,15	0,30	0,25	0,21	0,82	0,61	0,71	0,40	0,50	0,63	0,74
Al ₂ O ₃	11,09	13,60	15,01	14,23	14,91	18,86	19,19	17,35	17,40	17,65	19,85
Fe ₂ O ₃	0,20	0,97	1,41	1,95	0,69	1,08	2,87	2,22	2,34	3,45	1,72
FeO	1,00	0,58	1,72	1,40	5,32	2,52	2,87	3,98	4,48	3,32	5,46
MnO	Следы	—	0,11	0,11	0,07	0,06	0,10	0,12	0,11	0,10	0,10
MgO	0,10	0,46	0,14	1,99	0,98	1,77	1,65	1,99	2,09	2,39	1,95
CaO	0,20	1,29	0,62	1,90	1,91	2,86	4,67	3,96	2,50	5,80	4,91
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—
Na ₂ O	1,37	3,91	3,82	4,29	4,75	2,72	4,01	3,49	4,63	4,05	5,02
K ₂ O	7,00	5,18	4,42	3,36	4,32	2,44	2,92	2,40	3,07	3,06	2,23
Li ₂ O	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,08	—	0,12	0,08	0,15	0,40	Следы	—	0,25	—
CO ₂	—	—	0,14	0,03	0,35	—	0,09	—	0,26	—	0,44
SO ₃	0,17	—	0,04	—	0,16	0,10	—	0,30	0,03	—	0,16
H ₂ O+	0,58	0,60	0,46	0,68	0,24	0,78	0,34	0,75	0,10	0,57	0,18
H ₂ O—	0,11	0,15	0,20	—	0,22	0,22	0,18	0,35	0,22	0,11	0,22
Сумма	100,33	100,09	100,08	101,15	99,48	99,57	99,64	99,30	98,03	99,80	100,19

1—розовые аплитовидные граниты, с. Виры; 2—розовые граниты, с. Осницк (анализ П. Родзишевского); 3—розовые среднезернистые граниты, с. Гута Быстрицкая; 4—розовые среднезернистые порфировидные граниты, окрестности с. Чабель; 5—розовые среднезернистые порфировидные граниты с небольшой примесью роговой обманки, с. Чабель; 6—розово-серые порфировидные гранодиориты, с. Теодоровка; 7—розово-серые крупнозернистые порфировидные гранодиориты, с. Клесово (Зждилов); 8—серые среднезернистые кварцевые монциты, с. Рудня, Старики; 9—серые среднезернистые кварцевые монциты, с. Томашгород; 10—кварцевые монциты, с. Клесово (анализ Ю. Токарского); 11—серые среднезернистые кварцево-роговообманково-биотитовые диориты, с. Войткевичи

По данным Л. Г. Ткачука наиболее распространенными являются монцитонитовые граниты.

Химический состав гранитов массива характеризуется анализами табл. 72.

Углубленное изучение петрохимического состава осницких гранитов, проведенное Л. Г. Ткачуком, показывает, что породы осницкого интрузивного комплекса выявляют ряд таких характерных петрохимических особенностей, которые позволяют объединить их в одну петрохимическую ассоциацию, крайние члены которой связаны между собой постепенными и непрерывными переходами.

Характерной петрохимической особенностью является обогащенность этого комплекса пород SiO_2 и щелочами. Обогащенность пород SiO_2 выражается в том, что в минералогическом составе всех членов осницкого комплекса присутствует кварц. Что же касается обогащенности щелочами, то она ни в одном случае не приводит к образованию пород, пересыщенных ими. Кроме того, соотношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ в этих породах не обусловило ни образования плагиоклазовых разновидностей среди кислых членов, ни образования в большом количестве калиевых полевых шпатов среди основных компонентов осницкого комплекса.

Совершенно другое соотношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ для пород коростенского комплекса (рапакиви-габбро-лабрадоритового массива Волыни), для которого характерно присутствие K_2O в заметном количестве, даже в наиболее основных его членах. Хорошо известно, что это соотношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ изменяется в пользу Na_2O для пород бугско-подольского интрузивного комплекса (подольской чарнокитовой формации), которому свойственно преобладание Na_2O над K_2O даже в наиболее кислых его членах. Таким образом, по содержанию щелочей и их соотношению породы осницкого комплекса занимают промежуточное положение по сравнению с коростенским интрузивным комплексом и бугско-подольским чарнокитовым комплексом.

Разнообразие пород осницкого комплекса, по данным Л. Г. Ткачука (1948), вызвано исключительно процессами гибридизации кислой магмы и основных пород, сохранившихся местами в виде сравнительно мелкой вкрапленности в массиве осницких гранитов.

Биотитовые граниты Пержанского массива

На северной окраине кристаллической полосы УССР, в районе среднего течения р. Уборти и ее правого притока р. Перги, развиты биотитовые граниты, которые образуют довольно крупный массив, расположенный севернее линии железной дороги Олевск — Белокоровичи на территории Олевского и частично Словечанского административных районов Житомирской области УССР. Граниты обнажены на склонах берегов рр. Уборти и Перги и преимущественно выступают на поверхности в виде отдельных небольших глыб, по которым можно весьма схематично оконтурить массив и определить площадное развитие слагающих его гранитов. Гранитный массив имеет извилистые очертания, трудно определяемые не только из-за плохой обнаженности, но и вследствие сложных взаимоотношений с окружающими породами. С востока биотитовые граниты контактируют с породами овручской толщи, с юга и севера — с более древней гнейсо-мигматитовой толщей, а на западе примыкают к так называемым осницким (биотитовым, отчасти амфиболо-биотитовым) гранитам, взаимоотношения с которыми пока не вполне ясны.

Биотитовые граниты Пержанского массива впервые были описаны Н. И. Безбородько (1929) и названы им по месту проявления их характерной особенности — «пержанским динамогранитом». Считая эти граниты связанными (комагматичными) с гранитами Коростенского плутона, он рассматривал их как особую разновидность выделенного им же «коростенского типа магмы», а их динамометаморфизм объяснял действием локальных тектонических напряжений.

Эти выводы оказались недостаточно обоснованными и вызвали возражения геологов-петрографов, изучавших граниты Пержанского массива. Основные разногласия заключаются в различной трактовке двух вопросов: представляют ли собой граниты Пержанского массива производные магмы рапакиви и являются ли сланцеватость и катакластические структуры следствием давления интрузивной массы или горообразовательных процессов. В. И. Луцицкий (1939б), считая, что структуры данных гранитов обусловлены давлением интрузивных масс, не находил, однако, доказательств в пользу генетической связи их с рапакиви-гранитами. В. С. Соболев (1947) также отметил, что связь этих гранитов с биотитовыми гранитами Коростенского плутона пока не доказана, и что граниты Пержанского массива если «и принадлежат Коростенскому плутону, то расположены по линии более молодого разлома». Л. Г. Ткачук (1948), выделяя среди магматических пород северо-западной части кристаллической полосы породы так называемого осницкого интрузивно-эффузивного комплекса, отнес к нему и биотитовые граниты Пержанского массива, несмотря на весьма отдаленное сходство последних с осницкими гранитами.

Характерной особенностью биотитовых гранитов района рр. Уборти-Перги является их динамометаморфизм, местами отчетливо выраженный как в макроскопическом облике гранитов, так и в микроструктурах (деформации и дроблении отдельных слагающих минералов).

Макроскопически биотитовые граниты района рр. Уборти — Перги представляют то массивные, то явно сланцеватые породы преимущественно средне-зернистого слабопорфировидного сложения; среднезернистые их разности нередко сменяются крупнозернистыми, образующими постепенные переходы вплоть до мелкозернистых фаций аплитоидного характера. Граниты окрашены в красно-розовый цвет, с глубиной приобретают сероватый оттенок, как например по р. Перге, выше с. Устиновки, где при расчистке русла в свое время были вскрыты сероватозеленые граниты. Порфировидные выделения (в количестве не более 4—5 на обычный штурф) калиевых полевых шпатов (нередко микроклинового пертита) в большинстве своем неправильной формы, с неясными контурными очертаниями и своими размерами (3×1,5 см и меньше) слабо выделяются на фоне средне- и крупнозернистой массы, имеющей почти одинаковую с ним окраску; на участках катаклазированных гранитов порфироидные выделения калиевых полевых шпатов деформированы, частично раздроблены и нередко как бы выведены из своего первоначального положения, будучи при этом ориентированы в направлении сланцеватости гранитов. Как отметил Н. И. Безбородько (1929), наиболее катаклазированным оказался кварц, раздробленные зерна которого образуют в граните мелкие (до 0,5—1 см) скопления и тонкие прожилки, расположенные вдоль его сланцеватости. Идиоморфизм кварца слабо выражен и его нельзя сравнить с идиоморфизмом кварца в биотито-роговообманковых рапакививидных гранитах (например, в гранитах с. Степановки по р. Жереву или сс. Межирички и Дедковичи по р. Ужу), для которых идиоморфный кварц с гексональным обликом кристаллов является одной из характерных особенностей. Био-

тит образует в пержанском граните мелкие скопления листочков черного цвета, расположенных тонкими прерывистыми полосками вдоль сланцеватости. Линейное расположение биотита отчетливо выражено в обнажениях гранита с. Перги и его окрестностей, с. Рудни Пержанской, с. Рудни Хочинской, в окрестностях с. Суцаны и других местах. По линейному расположению биотита и отчасти кварцево-полевошпатовых прослоев в граните указанных выходов вполне определенно устанавливается северо-восточное ($40-65^\circ$) до субширотного (северо-восточное $80-82^\circ$, а местами северо-западное $272-275^\circ$) направление сланцеватости гранитов, совпадающее с простираем сланцеватых кварцитов, в районе сс. Рудни Пержанской и Суцаны. Из других минералов макроскопически изредка определяется флюорит, мелкие выделения которого были обнаружены в окрестностях с. Рудни Хочинской, с. Перги, с. Юрово и других местах. Флюорит встречается в биотитовых гранитах реже нежсли в гранитах Коростенского плутона, однако является не столь редким минералом как для осницких гранитов, в которых он почти полностью отсутствует.

Структура гранитов меняется от обычной гранитной (гипидиоморфнозернистой) до типичной катакластической, являющейся по существу вторичной. Катаклиз выражен в деформации и дроблении крупных зерен полевых шпатов и кварца с частичной перекристаллизацией последнего и образованием мостовидной и мозаичной структур. Относительно крупные зерна полевых шпатов, а иногда и кварца с резким волнистым угасанием, бывают погружены в мелкозернистый полевошпатово-кварцевый агрегат и как бы им сцементированы. В редких случаях наблюдались участки, своей структурой напоминающие гранофировые сростания в рапакививидных гранитах, в которых, как и в осницких гранитах, отсутствуют катакластические структуры.

Главными пороодообразующими минералами пержанских гранитов являются кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз и биотит, а из второстепенных — чаще встречаются рудные минералы (магнетит, ильменит, очень редко пирит и молибденит), циркон, флюорит, апатит, титанит, касситерит и рутил; к вторичным относятся хлорит, серицит и эпидот. Кварц количественно преобладает над всеми остальными порознь взятыми минералами; в среднем его около 40%. Он образует обычно мелкие зерна, размер которых не превышает 0,5—0,6 мм, причем почти все зерна в различной степени катаклазированы, начиная от зерен со слабооблачным угасанием до мелкозернистых агрегатных участков мозаичной структуры, отдельные зерна которых определяются лишь по неодновременному угасанию. Иногда мелкозернистый кварц слагает тонкие прожилки, развивающиеся на границе крупных зерен кварца и полевых шпатов, либо по трещинам, пересекающим несколько крупных (3—4 мм) зерен полевых шпатов. Калиевые полевые шпаты представлены микроклином, реже ортоклазом, почти всегда пертитовыми. Исключение составляют отдельные зерна микроклина с отчетливым решетчатым строением. Решетчатый микроклин чаще встречается в гранитах, не претерпевших значительного динамометаморфизма. Форма зерен калиевых полевых шпатов неправильная, обычно угловато-округлая с извилистыми и местами изъеденными краями, особенно на границе с кварцем. Размер зерен от самых мелких до 3—4 мм. Зерна калиевых полевых шпатов содержат мелкие включения кварца и много пертитовых вростков кислого плагиоклаза. Количество последних бывает местами настолько велико, что трудно определить, какой из двух минералов является основным и какие пертиты в таких случаях преобладают. Кроме пертитов распада, не реже встречаются, а местами явно преобладают пертиты заме-

нения, развивающиеся обычно по краям зерен микроклина с постепенным уменьшением к срединным их частям. В связи с этим по краям некоторых зерен микроклина развивается тонкая (0,01—0,03 мм) прерывистая каемка плагиоклаза, проросшего кварцем. Весьма редко микроклин прорастает кварцем с образованием микропегматитовой структуры, столь характерной для рапакививидных гранитов рр. Ужа и Жерева.

Калиевые полевые шпаты количественно преобладают над плагиоклазами почти в два раза. Плагиоклазы образуют как самостоятельные зерна, идиоморфные по отношению к кварцу и калиевым полевым шпатам, так и пертитовые вроски в последних, причем в отдельных и далеко не единичных шлифах эти вроски занимают большую площадь в сравнении с зернами плагиоклаза. Зерна плагиоклаза размером от мелких до 2—3,5 и даже 4—5 мм имеют не совсем правильную таблитчато-прямоугольную форму, чаще встречаются продолговато-округлые зерна, по краям изъеденные кварцем и калиевыми полевыми шпатами. Почти на всех зернах плагиоклаза заметна полисинтетическая двойниковая штриховка, которая, несмотря на явно выраженный катаклиз кварца, бывает изогнута лишь в более деформированных зернах. Плагиоклаз пертитовых вросток отличается свежестью и представлен альбитом № 2-5. В зернах плагиоклаза более основной, состава альбита № 8-10 и олигоклаза № 16-22. Очень редко встречались зерна кислого андезина № 31-34. Некоторые зерна плагиоклаза имеют зональное строение; срединная часть их по составу отвечает основному олигоклазу № 10-12. Обычно зерна плагиоклаза пелитизированы и испещрены тонкими серицитовыми чешуйками и пылевидными частицами. В зональных плагиоклазах образуются мелкие выделения эпидота. Насколько эпидот является характерным минералом для осницких гранитов (Ткачук, 1948), что связано с большей основностью их плагиоклазов, настолько ничтожна его роль в гранитах Пержанского массива, плагиоклазы которых более кислые. Обычно эпидот появляется в участках гранитов, близко расположенных к контактам с осницкими гранитами и амфиболитами. Биотит образует мелкие пластинки размером до 1—1,2 мм, нередко дающие небольшие скопления. В катаклазированных участках пластинки биотита нередко изогнуты и расщеплены в более узкие и мелкие пластинки с зубчатыми очертаниями. Биотит окрашен большей частью в буровато-зеленый цвет с постепенными переходами в зеленовато-бурый и зеленый, хотя и не образует двух четко выраженных разновидностей. Зеленовато-бурый биотит обладает высоким показателем преломления: $Nm = 1,668 \pm 0,002$, который близок к показателю преломления бурой разновидности биотита гранитов с. Лезники: $Nm = 1,673 \pm 0,003$ (Соболев, 1947) и значительно отличается от показателя преломления ($Nm = 1,642 \pm 0,004$) биотита гранитов с. Осницка (карьер у железной дороги). Биотит слегка замещен хлоритом, изредка мусковитом. С биотитом нередко ассоциируют черные рудные минералы, циркон и флюорит. Циркон встречается мелкими кристаллами размером до 0,2 мм. Флюорит развивается в промежутках между зернами кварца и полевых шпатов, нередко выделяется по трещинам; форма зерен неправильная, а размер их не превышает 0,5—0,6 мм. Флюорит обычно бесцветный и лишь на границе с цирконом и вокруг мельчайших включений некоторых минералов бывает окрашен в интенсивный фиолетовый цвет.

Из вышеприведенного описания следует, что граниты Пержанского массива характеризуются отсутствием роговой обманки, повышенной железистостью биотита, наличием флюорита и вторичных альбита и кварца. Данные предварительного изучения позволяют рассматривать эти гранитоиды как метасоматически преобразованные горные породы.

Химический состав гранитов приведен в табл. 73, в которой для сравнения помещены анализы осницкого гранита, а также биотитового и биотито-амфиболового гранита Коростенского плутона.

Таблица 73

Химический состав гранитов Пержанского массива

Состав	1	2	3	4	5
	в весовых %				
SiO ₂	74,12	73,75	72,97	75,41	70,94
TiO ₂	0,22	—	0,30	0,30	0,40
Al ₂ O ₃	12,32	12,75	13,60	12,42	13,24
Fe ₂ O ₃	1,65	1,50	0,97	1,18	1,06
FeO	1,58	1,06	0,58	1,10	3,11
MnO	следы	—	—	0,03	0,05
MgO	0,09	0,06	0,46	0,09	0,32
CaO	0,55	0,31	1,29	0,93	1,45
BaO	—	—	—	Her	0,10
Na ₂ O	3,96	4,15	3,91	2,80	2,95
K ₂ O	4,58	4,80	5,18	5,63	5,35
P ₂ O ₅	0,01	—	0,08	—	0,07
SO ₃	0,05	—	—	—	—
F	0,06	—	—	—	0,05
H ₂ O	0,13	—	0,15	0,44	0,16
П.п.п.	0,59	0,94	0,60	—	0,49
Сумма	99,91	99,32	100,09	100,33	99,74
О—F	0,03	—	—	—	0,03
	99,88				99,71

1—Перга, красно-розовые среднезернистые биотитовые граниты (аналитик Е. В. Романишина); 2—Перга, биотитовые граниты (анализ Н. И. Безбородько, 1929); 3—Осницк, розовые граниты (анализ П. Радзишевского—P. Radziszewski, 1928); 4—Коростень, биотитовые граниты, анализ П. И. Лебедева (Луцицкий и Лебедев, 1934); 5—Лугины, биотито-роговообманковый рапаквивидный гранит (анализ В. С. Соболева, 1947).

Как показывают данные химических анализов, граниты Пержанского массива отличаются от осницких гранитов повышенным содержанием железа, уступая в этом биотито-роговообманковым рапаквивидным гранитам Коростенского плутона. По соотношению щелочей граниты данного массива близки к осницким гранитам, заметно отличаясь от гранитов Коростенского плутона, в которых преобладает калий. Некоторые менее существенные отличия имеются в содержании кальция, повышенном в осницких гранитах, что следует объяснять большей основностью плагиоклазов при отсутствии в них флюорита.

Таким образом, по своим текстурно-структурным особенностям, минералогическому и химическому составу биотитовые граниты Пержанского массива занимают промежуточное положение между гранитами Коростенского плутона и осницкими гранитами, будучи лишь территориально ближе расположены к последним. Биотитовые граниты контактируют с гнейсами и мигматитами, образованиями безусловно древнейшими по отношению к гранитам, а также с породами овручской толщи, взаимоотношения с которыми до последнего времени оставались неясными. Работами Института геологических наук АН УССР установлен более древний возраст пород овручской толщи по отношению к биотитовым гранитам района рр. Уборти-Перги и гранитам Коростенского

плутона. Овручская толща пород в какой-то своей части, несомненно, древнее осницких гранитов, для которых данный вопрос решить труднее по целому ряду причин. Во всяком случае все эти граниты, будучи мо- ложе пород овручской толщи, отличаются друг от друга рядом существенных особенностей. Одной из характерных особенностей гранитов Пер- жанского массива является их гнейсовидная текстура, совпадающая с простиранием пород овручской толщи в западной части района их раз- вития на участке с. Рудня Озерянская — Дровяной Пост. Не являясь случайным, такое совпадение свидетельствует, как правильно отметила М. И. Ожегова (1948), об одновременном проявлении тектонических напряжений в гранитах и в породах овручской толщи. Следовательно, формирование складчатости овручских песчаников необходимо связы- вать со временем интрузии биотитовых гранитов, имевшей место после отложения овручских осадков. Наличие очковидных текстур, зон дроб- ления и милонитизации в биотитовых гранитах при отсутствии типичных текстур течения указывает на длительность тектонических напряжений, воздействовавших на магматический расплав вплоть до полного его ох- лаждения и образования гранитов. В свое время Н. И. Безбородько (1929) отмечал кажущуюся близость биотитовых гранитов Пержанского массива к гипабиссальным образованиям лишь на том основании, что в гранитах отдельных участков наблюдаются гранофировые структуры; однако последние распространены на очень небольших участках и во- все не характерны для всего массива. Не решая этого весьма важного в научном, а следовательно, и в практическом отношении вопроса, необ- ходимо указать, что магматический расплав, давший начало гранитам, содержал такие элементы, как Sn, Mo, Zr, Th, которые фиксируются в гранитах и их алрито-пегматитовых выделениях. Для концентрации указанных элементов необходимы благоприятные условия, которыми могут оказаться зоны контактов гранитов с породами овручской толщи.

КОРОСТЕНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ГАББРО И ГРАНИТОВ

Коростенский магматический комплекс Волыни

Волынская часть кристаллической полосы УССР является главным районом развития пород коростенского магматического комплекса как по занимаемой площади, так и по разнообразию слагающих пород. Кроме большого петрогенетического значения, этот комплекс Волыни интересен также в практическом отношении. Как известно, с гранитами коростенского комплекса генетически связаны топазо-морионовые пег- матиты, которые разрабатываются более двадцати лет. Граниты и, осо- бенно, лабрадориты широко используются в качестве первосортного де- коративно-облицовочного строительного камня. Поэтому в сравнении с другими районами распространения пород коростенского комплекса район Волыни изучен более полно. Его изучением занимались многие геологи-петрографы, работы которых внесли много в познание геологии и петрологии данного района; особенное значение имеют монографии В. Е. Тарасенко (1895), В. И. Лучицкого (1912), В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева (1934), Н. И. Безбородько (1935а, б), В. С. Соболева (1947), А. А. Полканова (1948).

Горные породы коростенского магматического комплекса занимают обширную территорию северной части Житомирской области и развиты в бассейнах рр. Тростяницы, Ирши, Ужа, Жерева и Горыни. Породы комплекса слагают большое по площади (около 8000 км²) и сложное

по своему строению интрузивное тело, известное в геологической литературе под названием Коростенского плутона (Соболев, 1940), а также Волинского плутона габбро-лабрадоритов-гранитов-щелочных сиенитов (Полканов, 1948).

В итоге многочисленных исследований наиболее полно изучены горные породы, слагающие верхнюю (правильнее — соответствующую современному эрозионному срезу) часть плутона; в отношении размеров, формы плутона и строения его глубинных частей имеется пока мало данных. А. А. Полканов (1948) считает интрузию габбро-лабрадоритов Волины «типичным плутоном платформы — кратогена эпохи овруча», а по своей форме «межформационным хонолитом».

Как бы схематичны не были наши представления о форме и строении Коростенского плутона, можно считать установленным, что граниты плутона залегают на основных породах и на значительной площади составляют кровлю последних, а сам плутон является плутоном разломного типа.

Гранитная магма внедрилась после отвердевания основных пород и, в главной своей массе, проникла между основными породами и их кровлей, перекрывая последнюю и изменяя первоначальную форму массива основных пород. Гранитная интрузия вызвала существенные изменения в составе основных пород и была причиной образования контаминированных пород.

В состав Коростенского плутона входят, как правильно отметил В. С. Соболев (1940), три серии пород, соответствующие определенным фазам формирования плутона. В первую, наиболее раннюю, фазу образовались основные породы, среди которых А. А. Полканов (1936) выделил породы центрального и краевого комплексов. Внедрение гранитов, количественно преобладающих и почти со всех сторон окаймляющих основные породы, произошло во вторую фазу, когда образовалась и большая часть гибридных пород. Наиболее юными являются щелочные породы, которые вместе с некоторыми дайковыми и жильными породами образовались в последнюю фазу формирования плутона.

Основные породы плутона слагают два крупных массива Володарск-Волинский и Чоповичский, расположенные первый в бассейнах рр. Тростяницы, Ирши и Быстриевки, а второй в районе сс. Васьковичи — Межирички — Чоповичи и несколько меньших массивов и глыб в районе Млины, Ушомира. Основные породы Коростенского плутона характеризуются преобладающим развитием типичных лабрадоритов, сравнительно низкой основностью плагиоклазов и высокой железистостью темноцветных минералов, а также наличием калиевого полевого шпата. Некоторые довольно широко распространенные разновидности основных пород по количеству калиевого полевого шпата приближаются к монцонитам.

Основные породы главного массива впервые детально описал В. Е. Тарасенко (1895), работа которого по точности минерало-петрографической характеристики этих пород не утратила своего значения до настоящего времени. Значительно позже основные породы Коростенского плутона изучали П. Н. Чирвинский, (1925, 1926), П. И. Лебедев (1934), Н. И. Безбородько (1935а), А. А. Полканов (1936, 1938, 1939), В. С. Соболев (1947), В. И. Лучицкий (1936, 1940). По данным этих исследований и наблюдениям И. А. Личака, в составе Коростенского плутона можно наметить такие главнейшие группы основных пород: лабрадориты, габбро-нориты, габбро-сиениты или габбро-монцониты, габбро-порфириновые породы и пегматитовые образования основной магмы.

Лабрадориты представлены несколькими разновидностями, среди которых макроскопически легко выделяются темно-серые (сс. Головино, Каменный Брод, Горбулев, Добрынь и др.) и серые (сс. Новый Бобрик, Турчинка, Каменная Печь) ирризирующие лабрадориты, серые, светло-серые (Ушомир, Васьковичи) и зеленовато-белые (вблизи Межирички) неирризирующие разновидности. Лабрадориты в большинстве своем крупнозернистые, обычно порфириовидные породы, в которых выделения плагиоклаза нередко достигают нескольких сантиметров, а отдельные кристаллы (например, по р. Тростянице у сс. Буки и Каменного Брода) достигают нескольких десятков сантиметров. Лабрадориты состоят из плагиоклаза, которого не менее 85—90%, и небольшого количества темноцветных минералов — моноклинного пироксена, гиперстена и оливина; нередко присутствуют ильменит и биотит. Плагиоклаз представлен лабрадором № 50—60; очень редко встречаются зональные плагиоклазы, краевая зона которых обычно представлена средним и основным андезином (№ 38—45). В незначительном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, преимущественно в виде антипертитовых вростков, кварц и апатит, а из вторичных постмагматических минералов пренит, эпидот, хлорит, серицит. Химический состав лабрадоритов, по данным анализа наиболее чистых разновидностей, характеризуется данными табл. 74.

Таблица 74

Химический состав лабрадоритов

Состав породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма
	в весовых %											
1	56,06	0,14	26,05	0,80	0,60	0,12	10,03	5,25	1,48	0,08	0,16	100,77
2	54,70	0,34	21,47	2,22	2,43	2,38	9,60	4,47	1,90	0,06	0,95	100,52
3	54,82	—	21,64	1,13	4,68	1,30	9,36	3,60	1,45	—	0,33	98,31

1—серые ирризирующие лабрадориты Турчинского карьера (Безбородько, 1935а); 2—темно-серые ирризирующие лабрадориты Головинского карьера (Безбородько, 1935а); 3—темно-серые ирризирующие лабрадориты (Безбородько, 1935а).

При почти одинаковом количестве калия темно-серые лабрадориты отличаются от светлых разновидностей повышенным содержанием железа и магния, что связано с меньшим количеством в последних темноцветных минералов.

Не менее существенную роль в строении массивов основных пород плутона играют габбровые породы, представленные различными типами. Наиболее широкое развитие имеют габбро-нориты, которым подчинены нормальное и оливиновое габбро, нориты и др. Будучи связаны непосредственными переходами с лабрадоритами, габбровые породы отличаются от них значительно большим содержанием темноцветных минералов; так в составе оливинового габбро количество темноцветных минералов достигает нередко 40—45%.

Габбро-нориты обычно среднезернистые, некоторые их представители характеризуются порфириоподобной текстурой с небольшим количеством вкрапленников плагиоклаза. Окраска пород преимущественно темно-серая, местами почти черная. Минералогический состав их — плагиоклаз, моноклинный пироксен, гиперстен и оливин, а в качестве второстепенных минералов присутствуют ильменит, реже титано-магнетит, калиевый полевой шпат, биотит, иногда кварц, значительное количество апа-

тита и немного роговой обманки. Плаггиоклаз вкрапленников представлен лабрадором (№ 50—55), а основной массы — основным андезином (№ 43—48). Калиевый полевой шпат образует тонкие антипертитовые вроски в плаггиоклазе. Оливин характеризуется значительным (около 52%, по данным В. С. Соболева, 1947) содержанием фаялитового компонента.

Вместе с габбро-норитами иногда встречаются габбро-сиениты или габбро-монцониты, развитые в краевых частях массивов основных пород и залегающие в контакте с гранитами. Наличие этих пород на Воляни, как и в средней части кристаллической полосы, было установлено В. Е. Тарасенко (1895), который определил их как габбро-сиениты. Эти же породы В. И. Лучицкий и П. И. Лебедев (1934) отнесли к чарнокитам, а Н. И. Безбородько (1935а) назвал монцонитами.

Габбро-монцонитовые породы преимущественно среднезернистые, но нередко встречаются мелкозернистые разновидности, которые окрашены в темно-серый, местами почти черный цвет. По минералогическому составу габбро-монцониты сходны с габбро-норитами, отличаясь более повышенной железистостью темноцветных минералов, меньшей основностью плаггиоклазов и значительно большим содержанием калиевого полевого шпата. В состав габбро-монцонитовых пород входят плаггиоклаз, моноклинный пироксен, гиперстен, биотит, калиевый полевой шпат, оливин, ильменит, магнетит, роговая обманка, апатит. Плаггиоклаз представлен основным андезином; по мере увеличения содержания калиевого полевого шпата основность плаггиоклаза понижается до кислого андезина, а в краях зерен — до олигоклаза. Калиевый полевой шпат образует не только пертитовые вроски в плаггиоклазе, но и самостоятельные зерна, заполняющие промежутки между его кристаллами. Оливин отличается еще большим (около 75%, по данным В. С. Соболева) содержанием фаялитового компонента. Биотит и роговая обманка как вторичные минералы развиваются за счет плаггиоклаза и пироксена. Из второстепенных минералов весьма характерен апатит, которого больше, чем в габбро-норитах. Химический состав габбро-норитовых и габбро-монцонитовых пород приведен в табл. 75, в которой для сравнения помещен анализ нормального среднезернистого габбро (Безбородько, 1935а).

Химические анализы показывают, что габбро-монцониты содержат больше окислов железа и меньше окиси магния, чем габбро-нориты. По мере уменьшения CaO возрастает количество K_2O , которого чуть ли не вдвое больше в габбро-монцонитовых породах; в последних заметно увеличивается также содержание SiO_2 и P_2O_5 .

Порфириновые породы, которые представлены габбро-норитовыми и габбро-монцонитовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами («волянитами») и др., характеризуются ясно выраженным порфиритовым и порфириновидным сложением и по своему составу соответствуют производным основной магмы. Эти породы недостаточно изучены и их возрастные соотношения с габбро-лабрадоритами не совсем ясны.

Еще менее изучены пегматитовые образования основной магмы. Отдельные пегматоидные выделения в лабрадоритах и габбро с. Паромовки и г. Володарск-Волинского описывали В. Е. Тарасенко (1895), П. Н. Чирвинский (1926); П. И. Лебедев (1936) считал их последними продуктами кристаллизации основной магмы и выделил среди них два типа: а) высокотемпературный с характерным парагенезисом оливин-титанистый железняк-apatит и б) низкотемпературный, характеризующийся развитием кальцита и кварца. В. С. Соболев (1947) описаны жиллообразные тела габбро-норитового пегматита в оливиновом габбро-

Таблица 75

Химический состав габбро-норитов и габбро-монцитов

Состав	1	2	3	4	5
	в весовых процентах				
SiO ₂	49,57	50,56	52,42	52,20	55,98
TiO ₂	3,87	2,43	0,76	2,55	2,65
Al ₂ O ₃	15,87	17,67	15,19	14,67	11,77
Fe ₂ O ₃	6,23	1,04	6,91	1,83	2,68
FeO	7,32	8,79	3,96	11,51	9,62
MnO	—	0,25	—	Следы	—
MgO	4,70	4,77	6,69	3,48	—
CaO	6,30	8,25	9,23	6,69	3,03
Na ₂ O	3,30	3,23	2,62	3,04	6,81
K ₂ O	1,92	0,93	1,77	2,49	3,15
P ₂ O ₅	0,56	0,34	0,03	0,83	2,53
S	—	0,20	—	0,23	0,91
Cl	—	0,11	—	0,08	—
H ₂ O ⁺	0,37	0,19	0,77	0,00	—
H ₂ O ⁻	—	0,20	—	0,11	1,27
X	—	0,25	—	0,52	—
Сумма . . .	100,01	99,21	100,35	100,23	100,40

1—среднезернистые габбро, г. Володарск-Волынский, правый берег р. Ирши (Безбородько, 1935а); 2—оливиновые нориты, г. Володарск-Волынский (Тарасенко, 1895); 3—безоливиновые габбро-нориты, карьер с. Слипчицы (Безбородько, 1935а); 4—габбро-сиениты, г. Володарск-Волынский (Тарасенко, 1895); 5—бескварцевые монциты, карьер с. Буки (Безбородько, 1935а); X—остаток после растворения в воде сплава TiO₂ с KHSO₄.

монцитите с. Буки и пегматитовые жилы в лабрадоритах с. Горбулева. Под воздействием гранитной магмы основные породы претерпели изменения и в непосредственных контактах с гранитами преобразованы в амфиболовое габбро, кварцево-амфиболовые монциты и другие лейкократовые породы, которые вместе с гибридными гранитоидами составляют ряд переходных пород, связывающих габбро-лабрадориты и граниты плутона в единый магматический комплекс.

Из всех пород, входящих в состав Коростенского плутона, наиболее развиты граниты. Они обычно распространены по периферии массивов основных пород и занимают обширные площади, особенно в северной половине плутона, в бассейнах рр. Ужа, Жерева и Горыни.

Граниты плутона были детально описаны И. А. Морозевичем (1893) и В. И. Лучицким (1913), а затем Н. И. Безбородько (1929), В. И. Лучицким, П. И. Лебедевым (1934), А. А. Полкановым (1948) и В. С. Соболевым (1947).

На основании данных своих предшественников и личных наблюдений, В. С. Соболев (1947) выделил среди гранитов плутона три группы: а) собственно граниты, б) эндоконтактные и контаминированные граниты и в) жильные породы гранитного ряда. Из них наибольшим развитием пользуются породы первой группы, представленной рапакиви, биотито-амфиболовыми рапакививидными гранитами и биотитовыми гранитами.

Рапакиви слагают крайнюю юго-восточную часть плутона и образуют наибольший массив, на значительной площади прикрытый осадочными породами. Отдельные небольшие по площади части этого массива

обнажены в районе г. Малина, в окрестностях сс. Буки Рихты, Потиевки. Небольшие выходы рапакиви, территориально не связанные с Малинским массивом, известны по р. Иршице (западнее с. Теренцы) и в окрестностях с. Ставки.

Рапакиви Коростенского плутона окрашены в серовато-зеленый и красновато-бурый цвет. Макроскопически рапакиви представляют собой породы порфиридовидного сложения, состоящие преимущественно из овоидных выделений калиевого полевого шпата и среднезернистой цементирующей их основной массы. Как правило, порфиридовидные выделения калиевого полевого шпата (тонкопертитового, реже решетчатого микроклина) неравномерно распределены в основной массе и своими размерами не превышают 2 см; лишь в крупноовоидных рапакиви хут. Рихты (Соболев, 1947) они достигают нескольких сантиметров. Обычно порфиридовидные выделения микроклина обрастают сплошной или прерывистой олигоклазой (№ 16—28) каемкой, но нередко такие каемки отсутствуют, и овоиды по краям окаймлены микропегматитом. Для рапакиви характерна гранофировая или гранулитовая структура, возникающая в местах срастания резко идиоморфного кварца с полевыми шпатами. На этом основании В. И. Лучицкий выделял микропегматитовую и гранофировую разновидности мелкоовоидного рапакиви, наиболее распространенного в Малинском массиве. В состав основной массы рапакиви входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц как главные минералы; второстепенные — амфиболы, биотит, оливин; моноклинный пироксен, флюорит, циркон, апатит, титано-магнетит, ортит, гранат и турмалин (Лучицкий, 1912). Калиевый полевой шпат представлен главным образом тонкопертитовым микроклином. Плагиоклаз в большинстве случаев зональный и по своей основности в срединных частях соответствует основному олигоклазу, весьма близкому к андезину, а в краевых зонах — кислому олигоклазу (№ 16—18). Главным темноцветным минералом является роговая обманка, окрашенная в буровато-зеленый, а по краям в синевато-зеленый цвет; она характеризуется очень малым углом оптических осей (—37° для синевато-зеленой и —48—49° для буровато-зеленой, Лучицкий, 1912; Соболев, 1947). Оливин присутствует далеко не во всех разновидностях рапакиви и обычно замещен бурым идингситом. По своему составу оливин сильно железистый и, по определению В. С. Соболева, содержит больше фаялитового компонента, чем наиболее железистый оливин основных пород.

В. И. Лучицким описаны своеобразные пироксеновые рапакиви из с. Сычевки (возле Малина). Этот гранит мелкоовоидный, нередко со сплошными каемками зеленого олигоклаза вокруг порфиридовидных выделений микроклина. Главным темноцветным минералом его является моноклинный пироксен, которому количественно подчинена роговая обманка. По заключению В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева (1934) пироксеновый рапакиви имеет гибридный характер и вполне возможно является контаминированной породой.

Биотито-амфиболовые рапакививидные граниты отличаются от рапакиви своими текстурно-структурными особенностями и среди гранитов Коростенского плутона пользуются наиболее широким распространением. Главной областью развития этих гранитов является бассейн р. Жерева, отчасти р. Уж. Они были детально описаны Н. И. Безбородько (1929) под названием росоховского типа гранитов. Рапакививидные граниты окрашены в красно-розовый и серовато-розовый, а на глубине в зеленовато-серый цвет и макроскопически представляют собой обычно крупнозернистые, большей частью порфиридовидные породы. Эти граниты отличаются от рапакиви меньшим количеством порфири-

видных выделений микроклина с плагиоклазовой каемкой, хотя сам по себе зеленый плагиоклаз нередко присутствует в основной массе гранитов. Там, где настоящие овоиды отсутствуют, граниты все же сохраняют порфириовидный облик и характеризуются наличием крупных выделений микроклина, окаймленных микропегматитовыми оторочками. Минералогический состав гранитов: главные минералы — калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и второстепенные — амфиболы, биотит, оливин, циркон, флюорит, апатит, ортит, очень редко встречается касситерит; из вторичных В. С. Соболевым (1947) отмечен стильпномелан. Кварц характеризуется идиоморфизмом и нередко выступает в виде мелких кристаллов гексагонального облика. Амфиболы представлены неравномерно окрашенной роговой обманкой и бесцветным грюнеритом. Весьма редко встречается оливин, обычно в остатках от замещения вторичными хлорито-иддингситовыми продуктами. По своему минералогическому и химическому составу и при некоторой общности структур биотито-амфиболовые граниты весьма близки к рапакиви, являясь, как правильно отметил В. С. Соболев (1947), их фациальной разновидностью.

Биотитовые граниты представлены в плутоне двумя структурными разновидностями. Среднезернистые биотитовые граниты распространены в окрестностях г. Коростеня по р. Уж и в районе сс. Лезники, Топорище по р. Тростянице; они были описаны Н. И. Безбородько под названием коростенского и лезниковского типов гранитов. В. С. Соболев (1947), кроме этих гранитов, описал крупнозернистые биотитовые граниты, замечательные тем, что они непосредственно переходят в настоящие рапакиви и, подобно гранитам лезниковского массива, слагают несколько обособленный участок по р. Тростянице вблизи хут. Рихты. Минералогический состав биотитовых гранитов — калиевый полевой шпат, преимущественно микроклин-пертит, кварц в гранофировом сростании с полевыми шпатами, плагиоклаз в большинстве случаев олигоклаз (№ 15—18 до № 28), биотит, флюорит, циркон, апатит, титанистый железняк.

Химический состав гранитов Коростенского плутона характеризуется анализами, приведенными в табл. 76.

Как показывают результаты химических анализов, все граниты Коростенского плутона характеризуются высоким (более 5%) содержанием K_2O , которого в полтора раза больше, чем Na_2O ; характерным также является ничтожное количество MgO по отношению к суммарному содержанию железа. При почти одинаковом количестве щелочей и алюминия биотитовые граниты отличаются от рапакиви несколько повышенным содержанием кремнекислоты, будучи, следовательно, более кислыми породами.

В последнюю фазу формирования плутона образовались щелочные породы, имеющие большое петрогенетическое значение. На Волыни щелочные породы впервые были обнаружены в Коростенском плутоне, на правом берегу р. Тростяницы вблизи с. Гуты Потиевской и описаны В. С. Соболевым (1940). Со времени первой находки щелочных пород работами Украинского геологического управления и Института геологических наук АН УССР было выявлено несколько новых выходов этих пород в окрестностях сс. Ставки, Михайловки, Писаревки, Ставище и Дедковичи. Щелочные породы играют второстепенную роль в строении плутона и в своем распространении связаны с гранитами группы рапакиви, за пределами которых до сих пор не наблюдались. Макроскопически щелочные породы — среднезернистые, нередко порфириовидные, и окрашены в красновато-бурый или более интенсивный (по отношению к вмещающим

Таблица 76

Химический состав Коростенских гранитов

Состав	1	2	3	4	5	6
	в весовых процентах					
SiO ₂	69,03	74,16	70,94	71,25	75,41	76,08
TiO ₂	—	—	0,40	0,17	0,30	0,22
Al ₂ O ₃	13,84	12,58	13,24	13,93	12,42	11,26
Fe ₂ O ₃	1,70	0,95	1,06	1,45	1,18	1,13
FeO	3,41	1,85	3,11	2,12	1,10	1,31
MnO	—	—	0,05	—	0,03	0,03
MgO	0,12	0,11	0,32	0,10	0,09	0,18
CaO	1,85	0,87	1,45	0,72	0,93	0,66
BaO	—	—	0,10	—	Нет	0,04
Na ₂ O	3,89	2,99	2,95	3,54	2,80	3,11
K ₂ O	5,51	5,90	5,35	5,66	5,63	5,12
P ₂ O ₅	—	—	0,07	—	—	0,05
F	—	—	0,05	—	—	0,13
+H ₂ O	0,94	0,75	0,49	0,34	0,44	0,78
-H ₂ O	—	—	0,16	—	—	0,23
Сумма	100,29	100,16	99,74	99,28	100,33	100,33

1—розовые гранофировые рапакиви, г. Малин (Лучицкий, 1912); 2—мелкоовоидные микропегматитовые рапакиви, окрестность с. Гамарни (Лучицкий, 1912); 3—биотито-амфиболовые рапакивидные граниты с. Лугины (Соболев, 1947); 4—биотитовые граниты г. Коростеня (Безбородько, 1935а); 5—биотитовые граниты г. Коростеня (Лебедев, 1934); 6—среднезернистые биотитовые граниты хут. Рихта (Соболев, 1947).

гранитам) красноватый цвет. Они мало чем отличаются от обычных, вблизи развитых гранитов и только при внимательном наблюдении можно заметить почти полное отсутствие кварца и наличие мелких темно-зеленых скоплений пироксена. Минералогический состав щелочных пород: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, эгирин, щелочной амфибол, сфен, магнетит, андрадит. Калиевый полевой шпат количественно преобладает над всеми остальными вместе взятыми минералами и представлен микроклин-пертитом. Плагиоклаз представлен альбитом (№ 3—7), образующим пертитовые вроски в микроклине и отдельные, более поздние по времени образования, небольшие зерна в промежутках между микроклином и кварцем, частично их замещая. Эгирин является главным темноцветным минералом, хотя количество его обычно не превышает 4—6% (объемных); он образует мелкие скопления неправильных зерен, а в сростании с кварцем — призматические игловидные кристаллы. Эгирин густо окрашен в травяно-зеленый цвет с резким плеохроизмом и характеризуется $\angle cNg = 5-15^\circ$, $2V = 60-78^\circ$.

Обычно вместе с эгирином, нередко во взаимных сростаниях и частично замещая его, присутствует в очень небольшом количестве (не более 2—3,5%) щелочной амфибол. Последний образует очень мелкие, трудно поддающиеся оптическому измерению иголки и неправильные, испещренные по краям пластинки, своими концами врезающиеся в эгирины и кварц. Окраска амфибола синеваато-зеленая с заметным серовато-фиолетовым оттенком. Щелочной амфибол является промежуточным образованием в ряду арфведсонит — рибекит. Количество кварца небольшое, в среднем его не более 8—10%. Следовательно, по своему минералогическому составу щелочные породы должны быть отнесены к группе щелочных кварцевых сиенитов. Для характеристики химического состава щелочных пород имеется всего два анализа: 1) эгирино-

вого сиенита с. Гуты Потиевской (Соболев, 1947) и 2) щелочного кварцевого сиенита с. Михайловки (Бартошевский, 1949). Эти анализы приведены в табл. 77.

Таблица 77

Химический состав щелочных пород Коростенского плутона

Состав	1	2	Состав	1	2
SiO ₂	64,65	65,71	Na ₂ O	6,49	7,38
TiO ₂	0,65	0,73	K ₂ O	6,34	3,67
Al ₂ O ₃	15,14	15,08	P ₂ O ₅	0,10	0,08
Fe ₂ O ₃	4,23	2,77	ΣтR	0,013	—
FeO	0,95	2,10	ZrO ₂	0,01	SO ₃ —0,15
MnO	0,01	0,05	F	0,04	0,03
MgO	0,54	0,43	H ₂ O	0,18	—
CaO	1,73	1,37	П.п.п.	0,21	0,36
			Сумма . .	101,28	99,91

Этих данных явно недостаточно; тем не менее по ним можно судить о щелочном характере пород. В щелочном кварцевом сиените с. Михайловки немного меньше щелочей при несколько большем содержании кремнекислоты, что объясняется характером образца (с обильными кварцево-эгириновыми прожилками) анализируемой породы.

В. С. Соболев (1940), говоря о положении щелочных пород в Коростенском плутоне, считает наличие их в нем вполне закономерным явлением, характерным для других массивов рапакиви-гранитов. Будучи генетически тесно связанными с рапакиви, щелочные породы всегда являются по отношению к ним более поздними образованиями. Значительная часть этих пород, если не все, образовалась в результате метасоматических процессов, происходивших в последнюю фазу формирования плутона, и по своему происхождению является продуктами ощелачивания рапакиви-гранитов.

Коростенский магматический комплекс Приднпровья

Вторым районом развития пород коростенского магматического комплекса является средняя часть кристаллической полосы УССР, расположенная ближе к р. Днепру, в бассейнах правых его притоков — рр. Роси, Ольшанки и Ташлыка (приток р. Тясмина). Породы комплекса распространены на обширной, не менее 4500 км², территории и прослеживаются, правда с большими перерывами, от г. Корсунь-Шевченковского на севере до с. Лозоватки на юге; они слагают большое интрузивное тело, названное В. С. Соболевым (1947) Корсунь-Новомиргородским плутоном. Плутон вытянут в северо-западном направлении и, очевидно, размещен вдоль разлома того же направления. С севера плутон прикрыт осадочными породами, а в остальных частях граничит с более древними гранитами и гнейсо-мигматитами.

В сравнении с Коростенским (Волынским) плутоном Корсунь-Новомиргородский плутон менее изучен, так как значительно хуже обнажен. Внимание всех исследователей этой части кристаллической полосы было направлено прежде всего на изучение петрографии района. Породы плутона детально описаны Б. Поповым (1903), В. И. Луцицким (1912, 1940), В. Е. Тарасенко (1916), позже Н. И. Безбородько (1928а, 1935а).

В. Н. Чирвинским (1927а), Л. Г. Ткачуком (1934, 1935, 1940б), П. И. Лебедевым и В. И. Лучицким (1934), А. Н. Козловской, В. С. Соболевым (1947) и другими. В результате неоднократных исследований отдельных частей плутона удалось определить в общих чертах площадь распространения слагающих плутон пород, дать их петрографическую характеристику, на основании которой наметилась не только определенная аналогия этих пород с породами Коростенского плутона, но и некоторые между ними различия.

В состав Корсунь-Новомиргородского плутона входят три серии пород. Основные породы образовались в первую, наиболее раннюю фазу формирования плутона, за которой последовала вторая, наиболее интенсивная фаза внедрения гранитов-рапакиви, которым принадлежит главная роль в строении плутона. Наиболее юными, как и на Вольни, являются щелочные породы, которые известны пока только в единственном небольшом выходе.

Основные породы в своем распространении подчинены гранитам группы рапакиви и образуют среди последних два небольших изолированных массива. Один из них северный, называемый Городищенским (Ткачук, 1940б) или Ольшанским (А. Н. Козловская), расположен в бассейне р. Ольшанки, в районе Городище—Смелы—Цветково, а второй южный или Новомиргородский — по р. Виське, в районе с. Ново-Миргорода. За пределами южного массива основные породы встречены среди рапакиви-гранитов отдельным выходом в окрестностях с. Лозоватки. Эти массивы, особенно северный, характеризуются значительным разнообразием слагающих пород, среди которых В. И. Лучицкий (1940) выделил следующий парагенетический ряд: оливиновый габбро-норит, оливиновое габбро, норит, габбро, лабрадорит (анортозит), норито-сиенит, амфиболовый норито-сиенит, габбро-сиенит. К жильным породам основной магмы В. И. Лучицким (1940) отнесен габбро-норитовый порфирит, который им был отмечен в Новомиргородском массиве, а раньше описан В. Е. Тарасенко (1916) из окрестностей с. Смелянки (р. Ташлык). Оба автора отметили петрографическое сходство габбро-норитового порфирита с так называемыми вольнититами, от которых он отличается наличием калиевого полевого шпата.

Следовательно, среди основных пород плутона намечается две главных группы: а) габбровых пород, представленных лабрадоритами и габбро-норитами, переходящими нередко в габбро-монцонитовые разновидности, и б) кварцево-монцонитовых пород, к которым принадлежат не только кварцевые монцониты, но и вся серия переходных пород, связывающих габбро-лабрадориты и рапакиви плутона в единый петрологический комплекс.

Лабрадориты представлены темно-серыми ирризирующими характерными для Городищенского массива и серыми почти ирризирующими (с единичными и редко встречающимися ирризирующими плагиоклазами) разновидностями, преобладающими в Новомиргородском массиве. Лабрадориты преимущественно крупнозернистые, нередко порфировидного сложения породы с крупными выделениями плагиоклаза; размер последних обычно не превышает 10 см, а в Городищенском массиве, по наблюдениям Л. Г. Ткачука (1935), достигает 30—50 см. Лабрадориты состоят из плагиоклаза, которого не менее 85—95%, и небольшого количества темноцветных минералов — моноклинного пироксена, гиперстена и оливина; из второстепенных минералов присутствуют биотит, ильменит, амфибол, калиевый полевой шпат, кварц, апатит, а из вторичных — кальцит, хлорит, эпидот, серицит. Плагиоклаз представлен лабрадором и в городищенских лабрадоритах по своему составу соответствует, по данным

19 Геология Украинской ССР и Молдавской ССР

Л. Г. Ткачука (1935), чаще всего № 55—56; в Новомиргородском массиве лабрадор иногда приближается к основному андезину и кислому битовниту (Безбородько, 1928а). Особенностью габбровых пород Новомиргородского массива является наличие в нем своеобразных анортозитов, описанных Н. И. Безбородько (1928а) из окрестностей ст. Ново-Миргород. Эти анортозиты характеризуются слабой пятнистостью, обусловленной чередованием светлых участков, почти исключительно состоящих из лабрадора, с более темными, отличающимися заметным содержанием пироксена и биотита. Образование такой крупнозернистой габброидной породы тот же автор объясняет незавершенным процессом дифференциации магматического расплава, в котором не произошло окончательного обособления настоящих анортозитов от нормального габбро.

Лабрадориты связаны постепенными переходами с габбро-норитами и в своем распространении, как правильно отметил Л. Г. Ткачук (1934), трудно отделимы друг от друга даже в одном и том же обнажении.

Макроскопически габбро-нориты представлены преимущественно темно-серыми среднезернистыми, нередко порфиридовидными разностями. В состав габбро-норитов входят те же минералы, что и в лабрадоритах, но в иных количественных соотношениях; от последних они отличаются значительно большим содержанием темноцветных минералов. Если в лабрадоритах темноцветные минералы слагают не более 8—10% общей массы породы (Ткачук, 1934), то в габбро-норитах количество их возрастает до 25—30%. Минералогический состав их: плагиоклаз, моноклинный пироксен, гиперстен, оливин, роговая обманка — в качестве главных минералов, из которых последние два присутствуют не во всех разностях; а второстепенные — калиевый полевой шпат, биотит, кварц, апатит, ильменит; из вторичных — кальцит, хлорит, эпидот, серицит. Кроме обычных габбро-норитов, различают, на основании данных В. И. Лучицкого (1912) и В. Е. Тарасенко (1916), оливиновую и амфиболовую их разности. Последняя по существу должна быть отнесена к группе кварц-монцонитовых пород, занимающих по своему составу промежуточное положение между габбро-лабрадоритами и рапакиви-гранитами.

Среди этой обширной, широко развитой в северном массиве, группы пород наибольшее распространение имеют, по определению Л. Г. Ткачука (1934), кварцевые монцониты. Эти породы были описаны В. И. Лучицким (1912) под названием роговообманкового габбро-норита, а затем В. Е. Тарасенко (1916) как амфиболовые норито-сиениты и габбро-сиениты. Впервые кварцевыми монцонитами их называл Н. И. Безбородько (1928а), детально изучивший эти породы в окрестностях с. Хлыстуновки (расположенного у р. Ольшанки, в 6 км выше с. Городище). Кварцевые монцониты представляют собой темно-серые обычно массивные среднезернистые породы, нередко образующие крупно- и мелкозернистые, а также порфиридовидные разности; последние местами, как например в окрестностях сс. Терновки, Вязовок, Хлыстуновки, состоят из крупных порфиридовидных выделений калиевого полевого шпата и основного плагиоклаза, размещенных в средне- и мелкозернистой общей массе; нередко встречаются настоящие овоиды калиевого полевого шпата с каемками кислого плагиоклаза, внешне ничем не отличающиеся от овоидов рапакиви. Минералогический состав — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, моноклинный пироксен, гиперстен, амфиболы, оливин, биотит, апатит, ильменит, циркон; вторичные — хлорит, мусковит, лимонит. Плагиоклаз присутствует почти в равных количествах с калиевым полевым шпатом и уступает последнему в наиболее типичных разновидностях; по своему составу соответствует № 32—50 (Безбородько, 1928а; Ткачук, 1934).

Калиевый полевой шпат представлен пертитовым, отчасти решетчатым микроклином. Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой и бесцветным гронеритом. Оливин обычно железистый и присутствует не во всех породах этой группы. Характерной особенностью минералогического состава кварц-монцонитовых пород является наличие в них минералов, типичных как для габбро-лабрадоритовых пород — моноклинного пироксена, гиперстена и основного плагиоклаза, так и для рапакиви гранита — кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Химический состав основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона характеризуется данными табл. 78.

Таблица 78

Химический состав основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона (в весовых %)

Состав	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,73	55,81	55,54	59,20	61,98	62,56
TiO ₂	—	—	—	2,50	—	—
Al ₂ O ₃	24,04	21,69	26,11	14,41	16,01	15,96
Fe ₂ O ₃	0,92	0,89	1,54	1,52	5,15	5,35
FeO	4,23	4,50	1,40	8,64	2,70	2,98
MgO	1,46	1,38	0,63	1,09	1,91	1,85
CaO	9,40	9,00	9,54	4,21	4,01	3,81
Na ₂ O	3,69	4,24	5,04	3,11	2,99	3,06
K ₂ O	1,46	0,91	0,11	3,57	3,97	3,85
H ₂ O	0,18	0,14	0,35	0,41	1,15	1,32
Сумма	99,11	98,56	100,26	98,66	99,87	100,74

1—крупнозернистые лабрадориты, с. Городище (Ткачук, 1935); 2—среднезернистые лабрадориты, с. Городище (Ткачук, 1935); 3—темно-серые анортозиты, ст. Новомиргород (Безбородько, 1928а); 4—амфиболовые норито-сиениты, с. Хлыстуновка—среднее из двух анализов (Тарасенко, 1916), 5—кварцевые монцониты, с. Вязовок (Ткачук, 1934), 6—кварцевые монцониты, с. Хлыстуновка (Безбородько, 1928а).

Из сопоставления данных химического анализа основных пород становится достаточно отчетливым различие в составе их крайних представителей. Кварцевые монцониты отличаются значительно большим содержанием железа, несколько повышенным содержанием кремнекислоты и значительно меньшим количеством кальция. Особенно это наглядно для щелочей; при почти одинаковом во всех породах содержании Na₂O в кварцевых монцонитах значительно больше K₂O; из подчиненного значения в лабрадоритах количество K₂O становится почти равным Na₂O в монцонитовых породах и даже нередко его превышает.

В строении Корсунь-Новомиргородского плутона, как указано выше, главную роль играют рапакиви-граниты. Они слагают, по-видимому, огромный массив, о размерах которого трудно судить по отдельным слабокрытым и далеко удаленным друг от друга частям плутона. Граниты обнажены в немногих местах—в районе г. Корсунь-Шевченковского по р. Росси, с. Городище по р. Ольшанке, в окрестностях г. Шполы и далее на восток по р. Ташлыку, в окрестностях ст. Новомиргород.

Граниты отдельных частей плутона изучали Б. Попов (1903), В. И. Лучицкий (1912), В. И. Лучицкий и П. И. Лебедев (1934), В. Е. Тарасенко (1916), В. Н. Чирвинский (1927а), Н. И. Безбородько (1935а), Л. Г. Ткачук (1934, 1940б), А. Н. Козловская; В. С. Соболев (1947). Особенно детально они были описаны В. И. Лучицким (1912),

которым дана подробная петрографическая характеристика рапакиви и были высказаны соображения о генезисе и возрасте этих пород.

Кроме типичных рапакиви, в состав этой группы пород входят биотито-амфиболовые рапакививидные и биотитовые граниты. Однако вследствие плохой обнаженности плутона пока не представляется возможным наметить, хотя бы весьма приблизительно, площадное развитие биотито-амфиболовых и биотитовых гранитов, несомненно генетически связанных, как и на Волыни, с рапакиви.

Биотитовые граниты, возможно, имеют подчиненное развитие в плутоне, а главное не настолько еще изучены, чтобы с полной уверенностью их относить к гранитам группы рапакиви. По мнению Л. Г. Ткачука (1940б), порфиоровидные биотитовые граниты окрестностей с. Самгорода сходны с биотитовыми гранитами Коростенского плутона, потому что некоторые их разновидности характеризуются эллипсоидной формой порфиоровидных выделений калиевого полевого шпата. Сама по себе такая особенность гранитов с. Самгорода, конечно, не является бесспорным доказательством полной аналогии с биотитовыми гранитами другого плутона; тем более она недостаточна для установления генетической связи этих гранитов с рапакиви.

Рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона представляют собой крупнозернистые порфиоровидные граниты, окрашенные в различные оттенки зеленовато-серого, темно-коричневого, темно-бурого и розового цветов. Граниты состоят из средне- и крупнозернистой основной массы и довольно равномерно распределенных в ней порфиоровидных выделений калиевого полевого шпата, имеющих эллипсоидальную форму, а нередко и ясно кристаллографические очертания. Размеры ооидов изменяются: от 0,5—1 до 5—7 и даже 10 см, однако в среднем не превышают 2,5—3,5 см по длинной оси. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, вокруг выделений которого развита сплошная или прерывистая оболочка кислого плагиоклаза (олигоклаза), окрашенного нередко в одинаковый цвет с окаймленным микроклином; не все ооиды микроклина бывают окружены плагиоклазовыми каемками. Микроклин ооидов не однороден, а обычно прорастает плагиоклазом, роговой обманкой и кварцем. В состав основной массы входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка — главные минералы, а из второстепенных — биотит, бесцветный амфибол, оливин, пироксен, флюорит, апатит, циркон, ортит, рутил, титанит, ильменит, турмалин; вторичные — кальцит, хлорит, эпидот, иддингсит, серицит. Калиевый полевой шпат основной массы представлен решетчатым, а больше пертитовым и тонкопертитовым микроклином. Плагиоклаз составляет около 30—35% всей массы гранитов и представлен олигоклазом и кислым андезином. Роговая обманка является главным темноцветным минералом и во всех разновидностях преобладает над биотитом. Роговая обманка буровато-зеленого цвета, по краям окрашена в сине-зеленый и характеризуется малым углом оптических осей. По данным В. С. Соболева (1947), роговая обманка крупноооидных рапакиви р. Росси характеризуется высоким содержанием железа (Fe_2O_3 — 5,05%, FeO — 29,67%) и слегка повышенным содержанием щелочей (Na_2O — 1,40%, K_2O — 1,46%), что приближает ее к гастингситу. Бесцветный или окрашенный в бледно-желтый цвет амфибол грюнеритового типа почти всегда находится в тесном контакте с роговой обманкой, образуя небольшие зерна или волокнистые агрегаты; он был детально изучен В. И. Лучицким (1912) и выделен в особую разновидность под названием киевита. В небольшом количестве почти всегда присутствует железистый оливин фаялитового типа, нередко замещенный иддингситом. Не во всех разновидностях рапакиви отме-

чается моноклинный пироксен, который был определен В. И. Лучицким (1912) в его «каневском типе» как изоморфная смесь диопсида и геденбергита. Из аксессуарных минералов больше всего флюорита и циркона. Из всех разновидностей рапакиви наиболее распространен в плутоне среднеовоидный темноокрашенный (темно-бурый, зеленовато-темно-серый) и несколько более кислый по своему химическому составу рапакиви, названный В. И. Лучицким (1912) черкасским типом рапакиви.

Химический состав гранитов плутона слабо изучен и о нем можно судить по нескольким имеющимся в литературе анализам рапакиви, приведенным в табл. 79.

Таблица 79

Химический состав рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона

Состав	1	2	3	4
	в весовых %			
SiO ₂	63,67	66,99	69,35	68,08
Al ₂ O ₃	13,82	14,48	14,26	13,81
Fe ₂ O ₃	7,67	1,29	1,91	2,79
FeO	2,47	5,05	2,75	4,20
MgO	0,16	0,17	0,40	0,21
CaO	3,51	3,09	2,52	2,73
Na ₂ O	3,02	3,79	3,51	3,06
K ₂ O	4,42	3,90	4,67	4,23
H ₂ O	1,11	1,08	0,40	0,98
Сумма . . .	99,85	99,84	99,77	100,09

1—основные рапакиви Каневского массива (Лучицкий, 1912), 2—крупновоидные рапакиви (нормального типа) Каневского массива (Лучицкий, 1912), 3—среднеовоидные рапакиви Черкасского массива (Лучицкий, 1912), 4—основные рапакиви Черкасского массива (Лучицкий, 1912).

Если сравнить состав рапакиви Малинского массива с рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона, то не трудно заметить, что первые отличаются большей степенью кислотности, точно так же, как среди последних намечаются более или менее кислые разновидности.

Щелочные породы принадлежат к одним из наиболее юных образований плутона и вместе с некоторыми жильными и дайковыми породами относятся к последней его фазе. Впервые щелочные породы были открыты Л. Г. Ткачуком (1940б) по р. Гнилому Ташлыку и кратко описаны из окрестностей с. Терновки. По его наблюдению, эгириновые сиениты залегают жилой в кварцевых монцонитах и непосредственно связаны с рапакиви. Минералогический состав их — ортоклаз-пертит (вероятно, больше микроклинового пертита), микроклин, альбит, а из темноцветных — эгирин и щелочная роговая обманка, титанит и кальцит. По своему составу эти породы идентичны щелочным сиенитам Коростенского плутона, отличаясь от последних жильной (?) формой своего залегания.

Корсунь-Новомиргородский плутон, будучи, несомненно, одновозрастным с Коростенским плутоном, сложен породами во многом аналогичными породам последнего. Вместе с тем между породами этих плутонов имеются и некоторые различия, свидетельствующие о несколько иных геологических условиях его формирования.

Уманский и Антоновский гранитные массивы

Неоднократно отмечалось в литературе петрогенетическое родство гранита Уманского массива с житомирским гранитом, к типу которого принадлежит и антоновский гранит (Безбородько, 1935а, Лебедев, 1947, Чирвинский, 1939)¹. Между гранитами Уманского и Антоновского плутонов существует сходство, выражающееся в том, что массивы этих гранитов подчинены структурам северо-восточного направления и территориально сопряжены. Следовательно, можно предполагать, что это одно-возрастные граниты, отвечающие одному интрузивному циклу, связанному с орогенической зоной, создавшей субмеридиональные структуры северо-восточного простирания.

Сходство между этими гранитами сказывается также и в том, что по своему минералогическому составу они главным образом микроклиновые, биотитовые, а в качестве акцессорных минералов содержат редкоземельные фосфаты. Петрохимической особенностью обоих гранитов является то, что такие существенные (для гранитов) компоненты, как щелочи, играют в них одинаковую роль. Молекулярные отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ в обоих гранитах = 1 : 1.

Уманский гранитный плутон состоит из двух массивов: Уманского (главного) и Юрпольского, расположенного на продолжении первого к северу. На глубине оба массива, вероятно, соединяются. Площадь поверхности этого плутона при современном срезе составляет около 1300 км². Уманский массив гранита обнажен во многих местах течением рр. Уманки и Ревухи, и на юге р. Ятранью. Юрпольский массив обнажен течением р. Горного Тикича и его притоков в районе сс. Юрполя, Черной Каменки, Попужинцы, Шаулихи. Гранитный плутон подчинен структурам север-северо-восточного направления. Непосредственные контакты тела плутона с вмещающими породами неровные и местами он клиновидными телами внедряется в окружающие породы.

Вмещающими плутон породами, с которыми он имеет интрузивный контакт, являются: биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, амфиболиты, габбро-амфиболиты, гранодиориты, габбро-нориты, диориты, чарнокиты. Габбро-норито-чарнокитовый комплекс составляет юго-восточную часть вмещающих пород. У контакта Уманского гранитного массива с габбро-диорито-чарнокитовым комплексом наблюдаются сложные взаимоотношения пород. С одной стороны, здесь наблюдается интенсивное смятие, рассланцевание диоритовых и чарнокитовых пород, сопровождающееся послойной инъецией гранита, образованием второстепенной плейчатости и ксенолитообразованием. Так создались своеобразные интенсивно катаклазированные породы мигматитового облика, в которых гранитный материал занимает половину или больше половины состава породы. Первоначальный состав вмещающей породы утратил свое значение: пироксен частично замещен биотитом, плагиоклаз — микроклином и кварцем, хотя плагиоклаз все же преобладает над микроклином.

С другой стороны, красный аплитоидный гранит краевой зоны плутона сечет в виде клиньев и даек габбро-нориты, цементирует их блоки и обломки, образуя брекчию эруптивного характера или заключает в себе многочисленные, разрозненные ксенолиты. В этих случаях нередко

¹ Определение возраста уманских гранитов свинцово-ториевым методом показало, что их возраст равен 1150—1250 млн. лет, т. е. он близок к величине возраста, полученной для Корсунь-Новомиргородского массива. В связи с этим граниты Уманского массива рассматриваются в комплексе молодых интрузий Коростенского плутона. Вместе с тем следует отметить, что уманские граниты отличаются от коростенских; в последних биотит характеризуется высокой железистостью. П р и м е р д.

наблюдается, что габбровая порода крупных ксенолитов, заключенных в граните, почти не претерпела существенных изменений в структуре и составе. Процесс формирования гранитного плутона и его контактовое воздействие на вмещающие породы, очевидно, были длительными. Дробление и цементирование обломков вмещающих пород происходило и в фазу протокристаллизации и в пегматитовую фазу.

При анализе общей структуры Уманского массива бросается в глаза его зональное строение, состоящее в том, что характер гранита в центральной части плутона и на его окраине различный. Внутренняя зона массива сложена серым среднезернистым (основная масса) порфирированным биотитовым гранитом, а внешняя зона его представлена серовато-розовым и розово-красным средне- и мелкозернистым аплитовидным лейкократовым гранитом, отличающимся от гранита внутренней зоны не только окраской и структурными особенностями, но и более значительным по количеству содержанием, микроклина по сравнению с плагиоклазом, меньшим содержанием первичного биотита и большим содержанием редкоземельных аксессуаров.

Структуры истечения гранитной магмы плутона выражены следующими типами: 1) параллельно-плоскостными, 2) линейными и 3) шаровыми.

Параллельно-плоскостные структуры течения, широко распространенные в теле плутона, выражены параллельным расположением в чередующихся плоскостях фенокристаллов полевого шпата и лейст биотита, а также ориентированных в таких плоскостях мелких ксенолитов гнейсов и амфиболитов. Ориентировка параллельно-плоскостных структур течения в общем повторяет внешние контуры плутона, особенно в участках, близких к краевой зоне. Линейные структуры течения сопровождают плоскостные, имея ту же ориентировку (северо-восточную и северо-западную в разных частях). Шаровые образования в граните плутона имеют концентрически-скорлуповатое сложение, отчетливо проявляющееся при выветривании породы. Шаровые оболочки зародились еще в жидко-магматической фазе, в результате вращательного движения и окатывания вязкой массы вокруг центров кристаллизации. Такими центрами были небольшие ксенолиты амфиболитов, гнейсов, а также первые выкристаллизовавшиеся агрегаты составных частей магмы, которые в силу тех или иных причин получили вращательное движение. Шаровые образования в граните чаще ассоциируются с наличием ксенолитов гнейсовых пород и распространены в районе с. Городецкого, балки Паланки, г. Умани, между Уманью и с. Пиковец, в сс. Герезеновке, Гродзево, Танском и др.

Гранит Уманского массива представлен несколькими разновидностями. Порфирированный гранит как структурно-текстурный тип составляет основную массу породы, но среди этого типа наблюдаются следующие его разновидности: а) серый порфирированный гранит глубокой зоны плутона, б) розовато-серый порфирированный гранит переходной зоны и в) розово-серый загрязненный посторонним материалом гранит с крупными и мелкими фенокристаллами красного и серого микроклина, встречающийся участками в переходной и краевой зоне Уманского массива.

Серые и розовато-серые порфирированные граниты глубокой зоны плутона можно рассматривать как недифференцированные граниты, в которых флюиды благоприятствовали росту порфирированных кристаллов полевого шпата, при медленной кристаллизации в процессе формирования массива. В участках массива, где произошло поглощение гранитной магмой значительного количества обломков кровли, наряду с ассимиля-

цией этих чужеродных тел, шло, благодаря подвижности калия, образование порфиробластов микроклина как результат метасоматоза. Так образовались богатые биотитом (иногда содержащие амфибол), преимущественно микроклиновые порфириовидные граниты, в которых кристаллы красного микроклина достигают местами 5 см в длину; наряду с этим, в таких гранитах заключены ксенолиты амфиболитовых пород. Образования такой разновидности порфириовидного гранита обычно приурочены к участкам, лежащим близко к контактовой зоне массива.

Первые две разновидности порфириовидного гранита почти не отличаются друг от друга по своему минеральному составу. Различие между ними состоит главным образом в окраске и крупности зерна полевого шпата. Что же касается третьей разновидности, то она существенно отличается резким преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, меньшим количеством кварца и более высоким содержанием цветных компонентов, в частности рудных аксессуаров.

Розово-красные аплитовидные, местами пегматоидные граниты, составляющие краевую зону гранитного плутона, характеризуются неоднородностью состава и различным структурно-текстурным рисунком, что является типичным для краевых фаций гранитных массивов. Эта неоднородность обусловлена тем, что, во-первых, магма поглотила и частично ассимилировала материал боковых пород, что не могло не повлиять на состав породы в различных участках по-разному. В результате образовались участки гибридной разновидности гранита. Во-вторых, краевая зона интрузии была богаче флюидами, усиливавшими подвижность некоторых компонентов, в частности калия, кремния и некоторых других более редких, в результате чего гранит этой зоны обладает высоким содержанием SiO_2 , калиевого полевого шпата, наличием мусковита, сульфидов и других аксессуаров. В отличие от гранита более глубокой зоны плутона, где господствуют двадцатые номера плагиоклаза, в розовом граните краевой зоны преобладает более кислый плагиоклаз, иногда снижающийся до альбитового состава. Однако необходимо иметь в виду, что между гранитами центральной и краевой зон не существует резкой границы, а розово-серые порфириовидные граниты постепенно переходят через мелкопорфириовидные розоватые и среднезернистые розовые лейкократовые граниты аплито-пегматоидного характера. Эти постепенные переходы хорошо наблюдаются по балке Бабанке к северу от с. Старые Бабаны, по р. Уманке к западу и юго-западу от Умани, в районе Громы-Ятрани и в других местах.

В минералогическом составе гранитов различных зон плутона нет глубокого различия, если не считать отличия в составе полевых шпатов. Это свидетельствует о том, что все разновидности гранитов плутона являются продуктами одной магмы одного интрузивного цикла. Помимо основных порообразующих минералов (микроклин, ортоклаз, плагиоклаз, кварц, биотит) в состав гранитов массива входят: пирротин, халькопирит, пирит, арсенопирит, флюорит, ильменит, гематит, магнетит, рутил, лимонит, кальцит, апатит, монацит, циркон, силлиманит, гранат, сфен, турмалин, роговая обманка, эпидот, клиноцоизит, хлорит, мусковит.

Химические анализы гранитов Уманского плутона приведены в табл. 80.

Данные анализов и их пересчеты на параметры свидетельствуют о том, что эти породы являются нормальными гранитами, пересыщенными кремнекислотой и богатыми или умеренно богатыми щелочами.

Таблица 80

Химические анализы гранитов Уманского плутона

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	в весовых %									
SiO ₂	72,63	73,20	67,78	68,89	72,84	73,98	74,58	74,48	74,08	76,25
TiO ₂	0,31	0,19	0,48	0,50	0,15	0,19	0,07	0,11	0,28	0,20
Al ₂ O ₃	14,44	13,62	13,24	14,06	13,50	12,68	12,60	12,66	14,13	12,00
Fe ₂ O ₃	0,63	1,00	2,36	1,18	0,37	2,06	0,88	0,51	0,87	0,41
FeO	1,58	0,99	2,87	3,05	1,65	0,43	0,68	1,29	1,00	0,99
MnO	0,03	0,03	0,05	0,07	0,02	Следы	0,01	Следы	0,02	0,02
MgO	0,68	0,82	1,36	1,27	0,97	0,80	0,36	0,30	0,51	0,33
CaO	1,65	1,22	2,93	2,31	1,60	1,63	1,33	1,03	1,10	0,75
Na ₂ O	2,69	2,83	3,37	3,17	3,13	2,73	2,96	3,11	2,63	2,87
K ₂ O	4,73	4,97	4,89	4,69	5,16	5,03	5,64	5,87	5,16	5,19
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,31	0,26	0,07	0,04	0,03	0,10	—	0,06
SO ₃	0,10	—	0,20	Следы	0,04	0,07	0,12	0,04	0,06	0,05
F	0,08	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
H ₂ O	0,18	0,26	0,12	0,02	0,25	0,04	0,26	0,32	0,28	0,23
П. п. п.	0,44	0,22	0,65	0,87	0,63	0,20	0,29	0,15	0,29	0,40
Сумма	100,21	99,45	100,61	100,33	100,38	99,88	99,81	100,02	100,41	99,75

1—порфиroidные граниты из карьера между сс. Старые Бабаны и Танское, 2—порфиroidные граниты балки Каменки, г. Умань, 3—серые граниты р. Уманки, восточнее Умани (карьер), 4—порфиroidные граниты с. Гродзево, 5—порфиroidные граниты, с. Танское, 6—розовые граниты, с. Ладыжинка, 7—аплитоидные граниты, с. Аполланка; 8—аплитоидные граниты, выше с. Ксендовки, 9—красные граниты, с. Юрполь; 10—аплитоидные граниты, устье балки Поповки, с. Юрполь.

Это особенно характерно для гранитов краевой зоны плутона, которые отличаются от гранитов глубинных зон несколько более высоким содержанием SiO₂, и щелочей; среди последних в весовом отношении явно преобладает K₂O над Na₂O. Следовательно, в этом гранитном массиве намечается тенденция к более значительной роли калия по сравнению с натрием, что отличает их от более древних гранитоидов этого района, в которых наблюдались обратные соотношения между щелочами.

Антоновский гранитный плутон частично вскрыт р. Горным Тикичем в районе сс. Антоновки—Буки и представляет собой небольшое интрузивное, быть может штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении и приуроченное к какой-то разломной зоне. Размеры тела не околонтурены из-за недостатка обнаженности.

Аналогично Уманскому, Антоновский плутон также имеет зональное строение, выраженное в том, что краевые зоны массива сложены розовым аплитоидным и аплито-пегматоидным гранитом, а срединная зона сложена серым однороднозернистым биотитовым гранитом. Такая простая схема зонального строения плутона усложняется переходными разновидностями гранита и участками гибридных образований, обусловленных ассимиляцией крупных блоков пород вмещающей рамы. Зональная структура плутона сформировалась в процессе движения магмы и ее взаимодействия с окружающими более древними породами. Поэтому в тесной связи с образованием зональной структуры гранитного массива находятся структуры течения магмы — линейные и плоскостные.

Различие между двумя основными фаціальными разновидностями гранитов плутона состоит в том, что серый гранит центральной зоны представляет собой однороднозернистую породу с более или менее постоянным качественным и количественным минералогическим составом, тогда как розовый гранит краевой зоны представляет собой неоднород-

ную породу. Он представлен в мелкозернистой аплитовидной и среднезернистой пегматоидной и неравномернозернистой с полосчатой текстурой разновидностями. В минералогическом отношении он также непостоянен. То он загрязнен цветными компонентами, то беден ими и переходит к аляскитовым разностям. Плагноклаз в нем представлен кислым и средним олигоклазом, иногда альбитом, кварца в нем то много, то мало. Может быть, наиболее отличительной чертой розового гранита краевой зоны по сравнению с серым однороднозернистым гранитом центральной части массива является то, что он богаче флюидным материалом, калиево-полевым шпатом и беднее биотитом, при общем сходстве их минералогического состава, представленного микроклинном, ортоклазом, олигоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом, апатитом, магнетитом, гематитом, пиритом, гранатом, цирконом, рутилом, сфеном, серицитом, эпидотом, цоизитом, хлоритом и др. Для сравнительной характеристики обоих гранитов приводим подсчеты их среднего минерального состава (в процентах):

	Серый гранит	Розовый гранит
Калиевый полевой шпат	33,4	40,8
Плагноклаз	31,9	26,2
Кварц	29,7	29,0
Биотит	3,6	2,5
Другие минералы	1,4	1,5
Сумма	100,0	100,0

Химический состав гранитов Антоновского плутона представлен тремя анализами, приведенными в табл. 81.

Таблица 81

Химический состав гранитов Антоновского массива

Состав	1	2	3
	в весовых %		
SiO ₂	72,62	75,18	73,53
TiO ₂	0,28	0,12	—
Al ₂ O ₃	15,14	13,40	14,25
Fe ₂ O ₃	0,57	0,76	1,66
FeO	1,86	0,71	0,50
MnO	Следы	Следы	—
MgO	0,79	0,55	0,14
CaO	0,79	0,79	1,03
Na ₂ O	2,55	2,77	3,96
K ₂ O	4,37	5,43	4,84
P ₂ O ₅	0,17	0,04	—
SO ₃	Следы	0,10	—
H ₂ O	0,14	0,18	—
П. п. п.	0,34	0,12	0,57
Сумма	99,62	100,15	100,48

1—граниты серые, карьер ниже каньона Буки; 2—граниты розовые аплитовидные, с. Антоновка; 3—серые антоновские граниты (анализ В. Н. Чирвинского).

Данные анализов показывают, что граниты Антоновского массива по химическому составу аналогичны гранитам Уманского массива.

Кроме Уманского и Антоновского гранитных массивов, в этом районе находится ряд менее значительных массивов гранитов, которые по своим

структурным и петрологическим особенностям родственны уманским и антоновским. Среди них наблюдаются и серые граниты, аналогичные гранитам внутренних зон Уманского и Антоновского плутонов (Богачевка, Викнино, Искреннее), и главным образом розовые и розово-красные аплитовидные граниты, характерные для малых интрузий являющихся сателлитами более крупных.

ПРИАЗОВСКИЙ СИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПОРОД И СВЯЗАННЫЕ С НИМ НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Область распространения рассматриваемых пород приурочена к краевой части Украинской кристаллической плиты и занимает площадь около 3000 км²; среди них собственно щелочные породы — нефелиновые сиениты — занимают сравнительно незначительную площадь (менее 10 км²). Однако несмотря на небольшие размеры района развития нефелиновых сиенитов, область влияния щелочной интрузии значительна и охватывает площадь до 1300—1500 км².

Породы сиенитового комплекса слагают следующие обособленные массивы:

1. Южно-Кальчикский, расположенный между с. Чердаклы и с. Старый Крым. С юго-запада к нему тяготеют выходы сиенитовых пород по балке Саса-Гулах и расположенный западнее (по р. Калец) небольшой массив гранитоидных пород, представляющий, по-видимому, сателлит Южно-Кальчинского массива.

2. Кальмиусский массив, прослеженный по правым притокам р. Кальмиуса и по самой реке от с. Старой Ласпы почти до ст. Сартана (райцентр Приморское).

3. Массив Грузского Еланчика, расположенный восточнее Кальмиусского массива.

4. Октябрьский массив, приуроченный к верховьям левых ответвлений р. Кальчика. Массив в меридиональном направлении прорезан балками Вали-Тарама и Шиверова. Примерно в центре массива находится с. Октябрьское.

Между указанными массивами, несмотря на их общее сходство, имеются и определенные различия в составе пород. Рассматриваемые массивы представляют весьма сложную серию пород от ультраосновных до кислых и щелочных. При этом основные и ультраосновные породы, отмеченные только в Октябрьском массиве, пользуются ограниченным распространением, тогда как породы граносиенитового состава преобладают и представлены во всех указанных массивах Приазовья. Граносиенитовую группу составляют разнообразные щелочно-земельные породы от диаллаговых сиенитов до биотито-роговообманковых гранитоидов, которые характеризуются весьма неустойчивым содержанием SiO₂ — от 58 до 73%.

Породы с меньшим содержанием SiO₂ образуют промежуточную группу габбро-сиенитов. Они представлены на отдельных небольших участках среди граносиенитовых пород и известны в южной части р. Кальмиуса. По наблюдениям некоторых петрографов (Лучицкий, Лебедев, и др.) эти габбро-сиенитовые участки имеют вид шлиров или обособленных магматических внедрений, как это наблюдается в районе балки Саса-Гулах, севернее с. Мангуша. Отсутствие достоверных данных о геологической самостоятельности пород этого промежуточного типа не позволяет выделять их в отдельную группу и они описываются ниже совместно с граносиенитами.

Собственно щелочные породы представлены только нефелиновыми сиенитами, и интрузивные контакты их с ранее выделившимися окру-

жающими породами выражены вполне отчетливо. Все другие породы, описанные ранее как щелочные (Лучицкий и Лебедев, 1934), в действительности являются вторичными, метасоматически измененными породами, которые образовались исключительно под влиянием интрузии нефелиновых сиенитов.

Большие затруднения возникают при пользовании литературой по указанному району, так как одни и те же породы нередко различными авторами описываются под разными названиями. В связи с этим ниже приводится сравнительная таблица номенклатуры пород сиенитового комплекса Приазовья, употребляемой разными авторами (табл. 82).

Приведенный ниже порядок выделения пород сиенитового комплекса Приазовья, по нашему мнению более отвечает исторической последовательности их образования.

1. Группа ультраосновных пород
Перидотиты, пироксениты и габбро.
 2. Граносиенитовая группа
 - а) габбро-сиениты и сопровождающие их андезиты;
 - б) щелочно-земельные диаллаговые сиениты (нередко с фаялитом) и граносиениты;
 - в) роговообманковые и биотитовые сиениты;
 - г) роговообманковые и биотито-роговообманковые гранитоиды.
 3. Нефелиновые сиениты
 - а) фойяиты;
 - б) мариуполиты;
 - в) сопутствующие щелочные образования.
 4. Дайковая лампрофировая группа
- Ниже дается краткое описание этих групп.

Ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты и габбро)

Петрографическое описание этих пород было сделано Л. Ф. Айнберг (1933) для Октябрьского массива; при этом были установлены постепенные переходы между перидотитами, пироксенитами и габбро, геологически составляющими одно целое. Макроскопически это зеленовато-черные или почти черные среднезернистые (реже мелкозернистые) породы с массивной текстурой. Пироксениты, являющиеся почти мономинеральной породой, представлены диаллагом; И. А. Морозевич назвал их диаллагитами. Выделяются также небольшие по площади выходы перидотитов, содержащих наряду с диаллагом оливин; они связаны постепенными переходами с габбро, которое пользуется наибольшим распространением. В состав его входит основной плагиоклаз (с содержанием анортитового компонента 50—55%), диаллаг, реже роговая обманка. Оливин присутствует в виде дополнительного минерала до 5%, но встречаются разности совершенно безоливиновые. Кроме магнетита и ильменита, из рудных минералов установлено присутствие пирита, пирротина, халькопирита и пентландита.

Присутствие в пироксенитах, по данным химического анализа, хрома — $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,19\%$ (Айнберг, 1933), позволяет полагать, что наблюдаемая в шлифах шпинель является хромсодержащей. Местами встречаются пироксениты, значительно обогащенные магнетитом. В то же время габбро отличаются повышенным содержанием ильменита.

Наиболее раннее образование перидотито-пироксенито-габбровой группы пород по отношению к кислым и щелочным типам пород не вызывает никаких сомнений, так как эти породы многократно пересекаются более молодыми породами граносиенитового состава. Генетическая при-

надлежность ультраосновных пород к сиенитовому комплексу устанавливается косвенно, благодаря нахождению в них диаллага, который в свою очередь типичен и для кварцсодержащих сиенитов и гранитов. Геологические условия залегания ультраосновных пород, наблюдаемых в Октябрьском щелочном массиве, позволяют рассматривать их как реликтовую часть более древнего массива, который был разрушен при активном воздействии интрузий граносиенитов и нефелиновых сиенитов. В неизменном виде эти основные породы сохранились только в краевой восточной части Октябрьского массива, где они в периферии представлены пироксенитами, а в сторону центра массива постепенно сменяются габбро. Однако область влияния этих пород определяется большими размерами. В пределах сиенитового поля центральной части Октябрьского массива установлены гибридные сиениты с переменным содержанием биотита, вплоть до участков, целиком сложенных биотитом. Очевидно, образование последних следует рассматривать как продукт переработки основных пород.

Граносиенитовая группа.

Габбро-сиениты и сопровождающие их андезиты. В опубликованной литературе имелось до сих пор только одно указание о выходе габбро-сиенитовых пород с плагиоклазом № 40 по р. Кальчику, севернее с. Старого Крыма. По описанию П. И. Лебедева и В. И. Луцицкого (1934), порода эта габброидного облика крупнозернистая, с хорошо различными макроскопически темноцветными компонентами. Состав габбро-сиенита в порядке убывающего значения: плагиоклаз № 40 (лабрадор), микроклин-пертит, диаллаг, оливин и, частично, обыкновенная роговая обманка. Из аксессуарных минералов встречается апатит. В. И. Кузьменко также указывает на наличие в граносиенитах южной части р. Кальмиуса участков более основных пород, которые выделяются темной окраской благодаря повышенному содержанию в них темноцветных минералов. По составу эти породы отвечают габбро-сиенитам. Они образуют выходы небольших размеров (в несколько квадратных метров) с нерезким расплывчатым переходом к вмещающим породам. При микроскопическом изучении в них установлены андезин, микроклин-микрпертит, диаллаг, роговая обманка, часто — оливин. Рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом. Из аксессуарных минералов встречаются апатит и циркон.

По составу близкой описанным габбро-сиенитам является порода, установленная у хут. Вагнера и определенная как кварцевый монцонит (Безбородько, 1935а). Эта порода отличается наличием более кислого плагиоклаза (№ 30) по сравнению с габбро-сиенитами и ближе по своему составу тяготеет к граносиенитовой группе. Порода эта равномерно среднезернистая, окрашена в темный цвет. Лейкократовая часть представлена главным образом плагиоклазом, который преобладает над калиевым полевым шпатом. Последний представлен, по Н. И. Безбородько, ортоклазом и микроклином. Основной темноцветный компонент — диаллаг и в заметно меньшем количестве обыкновенная роговая обманка. Кварц находится в небольшом количестве (менее 6%). Присутствие его дало основание эту породу рассматривать как кварцевый монцонит. Ее положение по отношению к другим породам Кальмиусского массива остается невыясненным.

Промежуточные габбро-сиенитовые породы охарактеризованы неполностью и нуждаются в специальном петрографическом изучении.

Сравнение номенклатуры пород сиенитового комплекса

Номенклатура пород сиенитового комплекса и порядок их выделения разными авторами				
И. А. Морозевич (1929)	Л. Ф. Айнберг (1933)	В. И. Лучицкий (1934)	П. И. Лебедев (1934)	И. Д. Царовский
1. Граниты диаллаговые и амфиболовые 2. Щелочные сиениты 3. Мариуполиты 4. Фойяиты 5. Пироксениты (диаллагиты) и верлиты	1. Габбро, пироксениты и перидотиты (самостоятельная серия) 2. Диаллаговые граниты (положение неясно) 3. Щелочно-земельные граниты 4. Собственно щелочные граниты 5. Щелочные сиениты 6. Нефелиновые сиениты (фойяиты и мариуполиты) 7. Лампрофриты	1. Основные породы (в некоторых работах автора основные породы — самостоятельная серия) 2. Щелочные граниты и щелочные сиениты 3. Нефелиновые сиениты	1. Габбро-пироксенитовая серия (габбро, пироксениты и перидотиты) 2. Чернокитовая серия (оливино-пироксеновые сиениты, габбро-сиениты и адамеллиты) 3. Комплекс щелочной магмы (щелочные граниты, кварцевые сиениты — промежуточные и нефелиновые сиениты) 4. Жильная серия щелочно-габбровых пород	1. Ультраосновная группа Габбро, пироксениты и перидотиты (принадлежность к сиенитовому комплексу окончательно не доказана) 2. Граносиенитовая группа а) габбро-сиениты и сопровождающие их андезиниты; б) щелочно-земельные диаллаговые сиениты (нередко с фаялитом) и граносиениты; в) роговообманковые и биотитовые сиениты; г) роговообманковые и биотито-роговообманковые гранитонды (для Октябрьского массива субщелочные — с признаками ошелачивания) 3. Нефелиновые сиениты а) фойяиты (дифференцированные и недифференцированные), фойяитовые микросиениты и пегматиты; б) мариуполиты в) сопутствующие метасоматические щелочные образования 4. Дайковая лампрофировая группа

Порядок выделения основан на возрастании удельного веса пород и уменьшении в них содержания SiO_2 (без учета геологических взаимоотношений)

По количеству пегматитовых типов выделяются три интрузивные фазы для Октябрьского массива:

- 1) гранитная
- 2) сиенитовая
- 3) нефелино-сиенитовая

Все породы—одно целое. Переходы от одного к другому типу постепенные

Генетические взаимоотношения первых двух серий нуждаются еще в уточнении; вопроса о связи этих серий со щелочным комплексом автор не касается

Сиенитовые породы—многофазный комплекс; возможно самостоятельное выделение промежуточной габбро-сиенитовой фазы. Щелочные граносиениты (Л. Ф. Айнберг, 1933) метасоматического происхождения

Данные о возрасте пород сиенитового комплекса

1947—1948 гг.

В согласии со старыми данными В. И. Лучицкого (1930) щелочные породы подобны рапакиви северо-запада УССР и относятся к иотнийской системе (неопротерозой)

Верхний палеозой (герцинский)

1949—1950 гг.

Додевонские

Абсолютный возраст

- 1—по циркону—460 млн. лет (гелиевый метод)
- 2—по ториту—400 млн. лет (свинцовый метод)
- 3—по амазониту—410 млн. лет (мин.)
547 млн. лет (макс.)
(рубидиево-стронциевый метод)
- 4—аргоновый метод—870 млн. лет

Андезиновый плагиоклазит, связанный с габбро-сиенитами, установлен И. Д. Царовским по р. Кальчику (несколько севернее с. Старого Крыма и по балке Саса-Гулах (выше с. Мангуша). Макроскопически это крупнозернистая мономинеральная порода, состоящая почти целиком из крупных выделений плагиоклаза (3×6 см). В свежем виде густо окрашена в темно-серый, почти черный цвет. В плагиоклазе невооруженным глазом наблюдается полисинтетическое двойникование. Микроскопическое изучение и химический анализ указанной мономинеральной породы позволяют определить ее как андезиновый плагиоклазит (андезинит).

Химический состав андезинового плагиоклазита. Приазовье, р. Кальчик (аналитик А. Т. Пилипенко)

SiO₂ — 54,96; TiO₂ — 0,12; Al₂O₃ — 25,37; Fe₂O₃ — 1,08; FeO — 0,83; MnO — 0,01; MgO — 0,62; CaO — 7,40; Na₂O — 6,03; K₂O — 1,79; P₂O₅ — 0,02; SO₃ — 0,16; H₂O — 0,20; п. п. п. — 1,24; сумма — 99,83.

Сопоставление приведенных данных с составом такой же породы из Норвегии (Розенбуш, 1934) показывает, что существенных расхождений между их анализами нет, за исключением некоторого различия в содержании SiO₂.

Пересчет химического состава на минеральный дает следующее соотношение анортита, альбита и ортоклаза, приведенных в табл. 83.

Таблица 83

Минералогический состав андезинового плагиоклаза (в весовых %)

Месторождение	Анортит	Альбит	Ортоклаз	Сумма
Лабрадориты (Волянь, УССР) . .	50	43	7	100
Анортозиты (Берген, Норвегия) .	41	50	9	100
Андезиниты (Восточное Приазовье)	40	51	9	100

Из приведенного пересчета следует, что встречаемая в Приазовье порода отличается от родственного лабрадорита северо-запада УССР меньшим содержанием анортитового компонента и значительным содержанием (до 9%) ортоклазовых молекул. Генетически плагиоклазиты и габбро-сиениты составляют с граносиенитами единый ряд: габбро-сиенит—плагиоклазит—граносиенит, которые являются вообще типичными для чарнокито-монцонито-анортозитового комплекса, в котором отдельные члены связаны переходами. Породы Приазовья в отличие от чарнокитов характеризуются присутствием диаллага вместо гиперстена, типичного для чарнокитов.

О формах и размерах андезинитовых тел трудно судить вследствие того, что они слабо обнажены. По отдельным выходам они прослеживаются на расстоянии не более 100 м. Возрастное положение андезинита устанавливается благодаря наличию секущих пегматитов граносиенитового состава (б. Саса-Гулах), из чего следует, что они занимают промежуточное положение между перидотито-пироксенито-габбровой группой и граносиенитовыми породами, характеризующимися присутствием более кислого плагисклаза, чем плагиоклаз в габбро. Генетически андезиниты, по-видимому, связаны с габбро-сиенитами и представляют собой продукт отщепления от этих пород.

Габбро-сиениты, как и связанные с ними андезиниты, образуют отдельные разрозненные выходы. В виде обособленного массива эти породы можно наблюдать только по балке Саса-Гулах.

Щелочно-земельные диаллаговые сиениты и граносиениты. Обычно краевые части массива сложены пироксеновыми извест-

ково-щелочными сиенитами. Подобные сиениты с переменным содержанием кварца хорошо представлены в юго-западной части Октябрьского массива у с. Калинино (Л. Ф. Айнберг описаны как диаллаговые граниты), в Чердаклинском карьере и севернее с. Старого Крыма (р. Кальчик). В Кальмиусском массиве этот тип пород в средней части массива у с. Морвино (восточный контакт) представлен более кислой разновидностью кварцево-диаллагового сиенита.

Обычно эти породы средне- или крупнозернистые, частично порфирированные, и окрашены в черный или темно-серый цвет с зеленоватым оттенком.

В состав лейкократовых породообразующих минералов входят микроклин, плагиоклаз и кварц. Микроклин со сравнительно небольшим развитием пертита (криптопертит) составляет до 40% породы. Плагиоклаз находится в таком же количестве и представлен обычно олигоклазом № 27—12. Кварц отличается неравномерным содержанием и в сиенитовых разновидностях наблюдается в качестве второстепенного компонента. При возрастании количества кварца устанавливается переход к породе гранитного типа, но при этом устойчивым все же остается диаллаговая разновидность авгита. Весьма характерна мирмекитизация плагиоклаза на границе с микроклином.

Среди темноцветных минералов ведущее место занимает диаллаг. Роговая обманка имеет второстепенное значение, нередко развиваясь по диаллагу, а в случаях присутствия оливина (фаялит) последний замещается не только роговой обманкой, но и пироксеном. Биотит имеет весьма второстепенное значение. По В. И. Лучицкому, появление биотита сопровождается исчезновением оливина. Характерна резорбция оливина кварцем.

Количество темноцветных породообразующих минералов по отношению ко всему составу породы составляет 12—15% и реже более. Из аксессуарных минералов, кроме обычных — апатита, циркона, единичных зерен сфена и флюорита, — установлен еще чевкинит. Последний в несколько повышенном содержании наблюдается в лейкократовых бескварцевых сиенитовых разновидностях по р. Кальчику (ниже устья р. Калец). Химический анализ чевкинита, по данным И. Д. Царовского за 1948 г., указывает на присутствие в нем ниобия.

Переход от кварцево-диаллаговых сиенитов к разновидности гранитного типа сопровождается, в первую очередь, возрастанием количества кварца до 17—20%. Содержание SiO_2 в породе колеблется в широких пределах. В связи с этим даже в границах одного обнажения часто наблюдаются постепенные переходы от сравнительно менее кислого кварцево-пироксенового сиенита к породам кислого состава типа граносиенитов или даже гранитоидов.

Непостоянство минералогического состава диаллаговых сиенитов иллюстрируется данными табл. 84.

Таблица 84

Минералогический состав диаллаговых сиенитов

Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Темноцветные минералы	Прочие
в весовых %				
6—17 (и более)	31—37	31—40 (от № 27 до № 12)	10—17 (встречается оливин, но характерен диаллаг)	До 4 (главным образом магнетит и ильменит)

Граносиениты разных массивов восточного Приазовья различаются друг от друга своими химическими особенностями. Граносиениты Южно-Кальчикского массива, например, отличаются наиболее низким содержанием SiO_2 (58—63%). Основным типом здесь является кварцево-пироксеновый сиенит, что определяет этот массив как щелочно-земельный сиенитовый. Для Кальмиусского массива больше подходит название граносиенитового, поскольку представленные в нем типы пород отличаются сравнительно более высоким содержанием кремнекислоты (до 65—69%). При этом очень хорошо выражено обособление биотито-роговообманковых гранитоидов в северной половине массива. В этом отношении породы Грузского Еланчика занимают промежуточное положение, поскольку в них только намечается переход к биотито-роговообманковому гранитоидному типу (содержание SiO_2 — 64—65%).

В пределах Октябрьского массива диаллаговые граносиениты с содержанием SiO_2 —61—65% имеют подчиненное значение и занимают в основном юго-западную часть массива.

Роговообманковые и биотито-роговообманковые гранитоиды. Породами этой группы сложены Октябрьский массив и значительная часть северной половины Кальмиусского массива. При этом устанавливается, что в пределах Октябрьского массива развиты главным образом роговообманковые гранитоиды, в то время как в северной половине Кальмиусского массива большим распространением пользуются биотито-роговообманковые гранитоиды, описанные в 1941 г. А. К. Лихтарь как дубовские граниты. Породы этой группы, часто порфиоровидные, характеризуются постоянно крупнозернистым сложением и обычно темноокрашенные. Переход к розовому цвету связан с появлением биотито-роговообманковых гранитоидов, выходы которых известны в северной части Кальмиусского массива.

Калиевый полевой шпат в этих породах имеет существенное значение. Им представлены обычно порфиоровидные выделения, которые достигают размеров до 4—5 см. Плагноклаз отвечает олигоклазу или чаще олигоклаз-альбиту. Пироксен встречается обычно в небольшом количестве, приобретая перевес над роговой обманкой в случаях приближения к кварцсодержащим диаллаговым сиенитам. Обычным темноцветным минералом является обыкновенная роговая обманка и только для случая розовых крупнозернистых гранитов северной половины Кальмиусского массива эта роговая обманка наблюдается в сочетании, примерно в одинаковом количестве, с биотитом. В наиболее распространенных случаях биотит занимает второстепенное место. В Октябрьском же массиве появление разновидности граносиенитов, содержащей биотит, обусловлено местным влиянием останцов основных пород.

Некоторыми авторами отмечается как особенность зеленых роговых обманок приобретение ими голубых или синих оттенков, что указывает на усиление их щелочных свойств. Эти явления местного ощелачивания наблюдаются по р. Кальмиусу, по р. Грузскому Еланчику и в наиболее типичном виде в Октябрьском массиве. Однако описанные Л. Ф. Айнберг (1933) как щелочные (гастингсит — LA), роговые обманки не являются, собственно говоря, щелочными, поскольку в их составе соотношение суммы щелочей к алюминию менее единицы (В. С. Соколов).

Присутствие олигоклаз-альбита указывает на щелочно-земельный состав рассматриваемых пород. По-видимому, появление в этих породах гастингсита, так же как и исключительное развитие альбита, связано с вторичными метасоматическими процессами, обусловленными, очевидно, влиянием интрузии нефелиновых сиенитов.

В свете этих данных следует различать:

1) «нормальные» граносиениты щелочно-земельного состава (Кальмиусский массив), представленные пироксено-роговообманковыми и биотито-роговообманковыми разновидностями;

2) субщелочные граносиениты Октябрьского массива с преимущественным распространением амфиболовой разновидности;

3) ощелоченные гранитоиды, имеющие ограниченное распространение в экзоконтактной области нефелиновых сиенитов в Октябрьском массиве. За его пределами наблюдается ошелачивание, связанное с вторичной системой трещиноватости.

Щелочные граниты Октябрьского массива (Айнберг, 1933) не имеют самостоятельного значения, а обычно представляют собой образования экзоконтактного характера, сопровождающие жильные выделения нефелиновых сиенитов в гранитоидных породах. С этой точки зрения вернее сохранить за ними название «ощелоченных гранитов».

Роговообманковые и биотитовые сиениты. Бескварцевые сиениты тесно связаны с субщелочными роговообманковыми гранитоидами Октябрьского массива. Эти сиениты, образующие большое поле в массиве между балкой Вали-Тарама и р. Малым Кальчиком, рядом авторов описаны как щелочные. В действительности они не являются однородными. Среди них преобладают крупнозернистые сиениты, сложенные в основном микроклином; они имеют порфирировидный облик, а местами и пегматоидный. В тех случаях, когда это сочетается с появлением гнейсовидности, порода приобретает очковое строение. Весьма часто наблюдаются скопления темноцветных минералов (преимущественно биотита), которые отличаются расплывчатым контуром, со своеобразными хвостовыми, как бы струйчатыми, окончаниями. Все это характеризует указанные сиениты как гибридные. Область их распространения ограничивается пределами известных выходов основных пород, которые в настоящем виде представлены разрозненными останцами. В местах, где явления гибридизации наиболее выражены, бескварцевые сиениты занимают промежуточное положение. Среди гибридных образований выделяются:

а) биотитизированные основные породы, превращенные в слюдиты;

б) переходные лейкократовые аплитовидные породы, частично гнейсовидного облика;

в) крупнозернистые бескварцевые сиениты (обычно биотитовые) с пегматоидными выделениями микроклина;

г) кварцсодержащие породы нормального магматического облика.

Подчиненное значение имеют пироксено-роговообманковые сиениты, в которых только местами наблюдается преобладание эгирин-авгита над гастингситом (I-A).

Переход к биотитовой разновидности сиенита постоянно связан с глубокой ассимиляцией основных пород, следы влияния которых сохранились в виде гнездовых слюдистых скоплений. Разновидность сиенитов, содержащая собственно щелочную роговую обманку или эгирин, имеет обычно ограниченное распространение, наблюдается в виде жильных или шширообразных тел среди бескварцевых сиенитов и является явно метасоматической по своему происхождению.

Наибольшим распространением эти щелочные новообразования пользуются в экзоконтактной области залегания нефелино-сиенитовых тел и как сопутствующие нефелиновым сиенитам описываются совместно с последними.

В соответствии с приведенными данными следует различать для Октябрьского массива:

- 1) бескварцевые сиениты большого площадного распространения, связанные с роговообманковыми гранитоидами. Появление переходной биотитовой разновидности характеризует их одновременно как гибридные сиениты (влияние основных пород), отличающиеся переменным содержанием биотита. Признаки ощелачивания в них вторичные;
- 2) метасоматические щелочные микроклиновые, микроклино-альбитовые или чисто альбитовые сиениты (альбититы) ограниченного распространения. В зависимости от их генезиса и условий образования темноцветный компонент может быть представлен эгирином, щелочным амфиболом или биотитом.

Нефелиновые сиениты

Фойяиты. Деление нефелиновых сиенитов на фойяиты и мариуполиты, введенное еще И. А. Морозевичем, не претерпело существенных изменений, если не считать более дробных классификаций Л. Ф. Айнберг (1933) и В. И. Эльтекова, рассматривающих преимущественно мариуполиты. Мариуполиты и фойяиты пространственно обособлены. Фойяиты выступают в средней части балки Вали-Тарама (ниже хут. Лазаревки), а мариуполиты — преимущественно в восточной части Октябрьского массива (балка Мазурова).

Основное различие между фойяитами и мариуполитами сводится к различному в них содержанию калиевого полевого шпата и альбита и к неодинаковому характеру темноцветных минералов.

В фойяитах калиевый полевой шпат является существенным компонентом (в среднем более 40%) наряду с нефелином. Последний несколько уступает микроклин-пертиту, и только в некоторых разностях фойяитов немного преобладает над ним. Существенное значение имеет также альбит (до 20—25%). Из темноцветных минералов преобладает щелочной амфибол-гастингсит (I-B, по Л. Ф. Айнберг), характеризующийся высоким отношением суммы щелочей к алюминию. Иногда в качестве порообразующего минерала присутствует эгирин-авгит. Более щелочной пироксен-эгирин обычно является в фойяитах вторичным минералом. В то же время для мариуполитов типичен эгирин, присутствие которого совместно с альбитом и нефелином определяет их как петрографический тип. Дополнительную группу минералов в фойяитах составляют: канкринит, содалит, флюорит и кальцит. Сравнительно редко встречается сфен и апатит; чаще — магнетит, ильменит и циркон, а в некоторых случаях пироклор и беккелит.

Количественно-минералогический состав фойяитов не меняется настолько, чтобы можно было выделить меланократовый или лейкократовый типы фойяитов, хотя такое деление и принято, начиная с 1916 г. (Гинзберг, 1916). В этом отношении возможно более правильным является подразделение фойяитов на трахитоидные и массивнокристаллические, введенное еще И. А. Морозевичем. Для первых характерна неравномернoзернистость и неравномерное распределение порообразующих минералов. При этом более крупнозернистая часть в фойяитах является наиболее светлоокрашенной, что обусловлено преобладанием микроклина, в то время как в мелкозернистой части темно-серая окраска обязана присутствию нефелина. При выветривании эта часть фойяитов приобретает также светлую окраску. Зернистость фойяитов очень неравномерная. Нередко наблюдаются переходы к пегматоидным разностям. Естественно, что неравномерное распределение темноцветных минералов лучше всего выражено в трахитоидной разновидности, составляющей главную часть фойяитового тела. Однако эти явления не настолько выражены,

чтобы можно было фойяиты делить на меланократовую и лейкократовую разновидности. Наблюдаемое дифференцированное разделение фойяитов является скорее текстурным, чем минералогическим. Устойчивое положение гастингсита в указанных нефелиновых сиенитах позволяет рассматривать их как дифференцированные гастингситовые фойяиты.

Микроклино-нефелиновые пегматитовые выделения, залегающие непосредственно в фойяитовом теле балки Вали-Тарама, а также мелкие тела пегматитов, тяготеющие к этим фойяитам, являются результатом своеобразного проявления дифференциации вещества в горизонте формирования фойяитов при участии летучих.

Выделившиеся вслед за фойяитами жильные нефелиновые сиениты (секут апофизы фойяитов балки Вали-Тарама) являются также гастингситовыми, но сравнительно однородными по строению. Обычно эти породы отличаются мелкозернистым (или даже тонкозернистым) и одновременно слабопорфировидным строением. Характерными признаками для указанных жильных нефелиновых сиенитов является отсутствие пегматоидных выделений и постоянное сохранение трахитоидного облика. В тех случаях, когда трахитоидность не выражена макроскопически, последнюю можно установить под микроскопом.

Указанные жильные нефелиновые сиениты (определенные И. А. Морозевичем как тарамитовые жильные фойяиты) отличаются несколько более высоким содержанием железа (с сохранением $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3 \gg 1$), при несколько меньшем содержании MgO и CaO , чем в материнских породах, и сравнительно более отчетливо выраженным преобладанием натрия над калием. Вполне определено эти породы могут рассматриваться как отщепленная фация фойяитов, которая может быть определена как микрофойяитовая. Эти жильные гастингситовые нефелиновые сиениты хотя и были отнесены Л. Ф. Айнберг (1933) к мариуполитам, однако ею признавалось за ними положение переходного члена к фойяитам.

На основании материалов глубокого бурения, установлено широкое распространение лепидомелановых фойяитов (типа миаскитов), которые, однако, не представляют собой самостоятельный тип пород. Обычное соседство их с гибридными сиенитами и с ксенолитами биотитизированных основных пород является наиболее вероятной причиной влияния указанных пород на нефелино-сиенитовую магму в сторону появления контаминированного типа нефелиновых сиенитов (лепидомелановые фойяиты). Между ведущими гастингситовыми фойяитами и лепидомелановыми имеются все переходы.

Мариуполиты. Наименование мариуполиты присвоено мелкозернистой разновидности нефелиновых сиенитов, главная особенность которой состоит в том, что при высоком содержании щелочей устанавливается резкое преобладание натрия над калием. Типичные мариуполиты вне непосредственного влияния основных пород и их ксенолитов представлены постоянно сочетанием минералов: эгирин-нефелин-альбит с весьма подчиненным количеством микроклин-пертита. Эта «чистая» разновидность эгиринового мариуполита является господствующей и наиболее устойчивой на участке б. Мазуровой (восточная часть массива). Переход от эгиринового мариуполита к лепидомелановому, имеющему местное распространение, является постепенным. Появление последнего обычно приурочено к участкам, где очевидно прямое влияние вмещающих основных пород. Следы этого влияния представлены продуктами переработки этих пород в виде слюдяных скоплений.

Средний состав эгириновых мариуполитов: альбит — 59%, нефелин — 30%, эгирин — 8%, вторичные и акцессорные минералы до 4%.

Эти данные среднего минералогического состава мариуполита соответствуют нерасслоенному типу.

Наблюдаются следующие текстурные разновидности мариуполитов: 1) недифференцированные: а) массивнокристаллические, б) массивно-порфировидные;

2) дифференцированные: а) тонкополосчатые, б) ленточные, в) грубофрактурные и г) пегматоидные.

Деление мариуполитов по минералогическому составу вряд ли имеет смысл. Но для характеристики некоторых минералогических особенностей состава мариуполита можно, при желании, воспользоваться приведенным выше делением мариуполитов с соответствующими добавлениями, характеризующими повышенное значение какого-то определенного аксессуарного минерала.

Наличие «текстур течения» является типичным, но не обязательным признаком мариуполитов. Эти текстуры главным образом приурочены к участкам, примыкающим к контактам. С удалением от последних облик мариуполитов постепенно изменяется, пока черты текстур течения не теряются вовсе. На смену этому усиливается «расслоение» мариуполитов, сопровождаемое развитием пегматитов. Следует отметить, что неизменной чертой мариуполитов вообще является их постоянное совместное залегание с пегматитами. При этом устанавливается выраженное различие между составом мариуполитов и сопутствующим пегматитом в сторону преобладающего развития в последних микроклин-пергита, в то время как мариуполиты — преимущественно альбитовая порода. Несмотря на установленное между ними различие, эти породы обязаны своим происхождением одному общему источнику и связаны с пегматитовым процессом, который развивался после фойяитовой интрузии. По существу мариуполиты и сопровождающие их пегматиты раздифференцированные продукты, отвечающие в сумме составу жильных гастингситовых нефелиновых сиенитов промежуточного типа, описанных выше как микрофойяиты. Связывая появление мариуполитов с пегматитовым процессом, следует эту в значительной мере натриевую породу рассматривать как преобразованную за счет микрофойяитов.

Таким образом, изложенное позволяет подчеркнуть, что в Приазовье представлена только фойяитовая группа нефелиновых сиенитов, формирование которой закончилось образованием пегматитов с сопутствующими явлениями перерождения микрофойяитов, чем в известной мере подтверждается высказанный 20 лет тому назад взгляд П. И. Лебедева (1934) на образование мариуполитов. Такому наложенному развитию процесса послемагматической стадии кристаллизации способствовала геолого-тектоническая обстановка. Имелась определенная связь между появлением пегматитов и повторным обрушением блоков оседания, к которым приурочено было распространение ранее выделившихся микрофойяитов. Мариуполиты совместно с пегматитами, главным образом представлены в восточной части Октябрьского массива, где они залегают среди габбро-пироксенитовых пород, образуя с последними гибридные разновидности контактово-метасоматического характера.

Сопутствующие нефелиновым сиенитам метасоматические щелочные образования. В непосредственном контакте с фойяитами появляются сильно измененные сиениты, подвергшиеся интенсивной альбитизации, вплоть до появления линзовидных обособлений альбитита. В значительно большем масштабе эти явления контактно-метасоматической альбитизации наблюдаются в связи с мариуполито-пегматитами, главное тело которых залегает в габбро-пироксенитовом окружении. Устанавливаются исключительно интенсивные метасоматические заме-

щения, которые привели к образованию в экзоконтакте мощных биотитовых зон, а в эндоконтакте — к нефелинизации мариуполитов и образованию больших скоплений сахаровидного альбита. Эти нефелиновые альбититы отличаются сиенитовым составом и их образование находится в связи с влиянием вмещающих основных пород. Появление слюдястых зон связано с выносом в экзоконтакт большой массы калия, который при других условиях участвует в образовании полевошпатовых пород. Преобразование нормальных магматических железисто-магнезиальных пород у контакта в биотиты сопровождалось появлением некоторого избытка SiO_2 (до 10%), который способствовал силицификации краевой части альбититов. Под влиянием подобных метасоматических процессов породы преобразовались в новые разновидности сиенитового состава, сложенные почти целиком из альбита. При этом устанавливается некоторая обогащенность их биотитом вблизи от контакта.

Метасоматические образования более ограниченного распространения связаны обычно с жильными выделениями, составляющими ореольную область вокруг главных тел нефелиновых сиенитов (фойяитов и мариуполитов). При этом характер метасоматических изменений в большой степени обусловлен влиянием состава вмещающих пород. К числу таких сиенитовых образований метасоматического генезиса относятся эгириновые сиениты, описанные еще И. А. Морозевичем, которые в действительности представляют собою тип скрещения жильного мариуполита с вмещающими гранитоидными породами. Под влиянием последних и совершалась их силицификация и превращение из недонасыщенной SiO_2 жильной породы в сиенитоподобную породу (например, балка Шиверова против устья балки Вонючей). При этом в экзоконтакте гранитоидная порода первично щелочно-земельного состава приобрела характер щелочной с появлением эгирина, щелочного амфибола и развитием метасоматической альбитизации.

По мере удаления от нефелиновых сиенитов Октябрьского массива влияние их слабеет и метасоматические щелочные новообразования приобретают характер небольших трещинных выделений, представленных в основном эгирином, иногда совместно со щелочным амфиболом кроссит-крокидолитового типа. Частым спутником этих щелочных минералов является флюорит. Влияние трещинных выделений на вмещающие породы (обычно гранитного состава) выражается в виде узких метасоматических оторочек, которые характеризуются явлениями разъедания кварца, альбитизацией и замещением темноцветных минералов боковой породы. Обычно наблюдается картина ограниченного ощелачивания. И только в местах сгущения трещин метасоматические оторочки сливаются в сплошные зоны ощелачивания. Подобные щелочные продукты описаны были в свое время В. И. Кузьменко для южной части р. Кальмиуса, где они сопровождают пневматогидротермальную минерализацию. Как показали исследования последних лет, эти трещинные щелочные проявления распространены на большой площади и наблюдаются за пределами Октябрьского массива по балкам Шиверовой, Полковой, р. Западному Кальчику (ниже с. Малой Янисоли), в правых ответвлениях р. Кальмиуса и к северо-западу от Октябрьского массива по балкам Холодные Терны.

Таким образом, сопутствующая нефелиновым сиенитам Октябрьского массива область распространения щелочных трещинных образований значительно превосходит размеры известных выходов на поверхности нефелиновых сиенитов. По-видимому, интрузив нефелиновых сиенитов вскрыт эрозией не полностью, и на глубине он достигает значительно больших размеров.

Дайковая лампрофировая группа

Более молодыми по сравнению с фойяитами и мариуполитами являются только дайковые лампрофировые породы. Эта группа представлена меланократовыми дайками, которые секут все породы сиенитового комплекса, включая и мариуполиты. Петрографически лампрофиры изучены еще слабо. Характеристика их приводится в работах П. И. Лебедева и В. И. Лучицкого (1934) и, частично, Л. Ф. Айнберг (1933), а в последнее время — в работах И. С. Усенко.

Следует отметить, что наряду с лампрофировой серией, связанной с сиенитовым комплексом, в восточном Приазовье обильно представлены и другие дайковые породы (в том числе и эффузивные), которые являются более молодыми образованиями. Среди этих молодых дайковых пород имеются также представители щелочной группы (так называемые мончикиты, нефелиниты и грорудиты). В связи с этим выделение лампрофировых даек сиенитового комплекса представляет значительные трудности. В настоящее время имеются основания считать, что эта дайковая группа, приуроченная к интрузивным породам сиенитового комплекса, является более древней обособленной серией, образование которой последовало после образования мариуполитов и пневматолиито-гидротермальных выделений, связанных с интрузией нефелиновых сиенитов.

В пределах Октябрьского щелочного массива известны мончикиты, камптониты (Лучицкий и Лебедев, 1934) и сёльвсбергиты (Айнберг, 1933). Грорудиты, выходящие по б. Грузскому Еланчику и р. Кальмиусу у с. Васильевки, являются щелочными представителями юной группы, которые при недосыщенности алюминия характеризуются появлением избыточного SiO_2 , что способствовало формированию их как кислых щелочных пород. Среди пород Октябрьского щелочного массива подобные грорудитам эгирино-кварцевые порфиры не встречены. Одновременно с мончикитами и камптонитами р. Кальчика (Октябрьский массив) со сходным типом дайковых пород р. Крынки (Морозевич, 1930б), возраст которых является наиболее достоверным (секут C_1), указывает на заметное различие в их составе. П. И. Лебедев, впервые обративший внимание на это различие, подчеркивает, что разница проявляется преимущественно в содержании двувалентных элементов (Лучицкий и Лебедев, 1934). Нет никаких оснований дайковые породы Октябрьского массива рассматривать как разновозрастные мончикитам и камптонитам р. Крынки. Следует отметить, что И. А. Морозевич, впервые описавший эти секущие C_1 дайковые породы, не считал возможным связывать их образование с интрузией нефелиновых сиенитов Приазовья.

Вопрос расчленения дайковой серии заслуживает специального изучения.

Общей объединяющей чертой для всех пород интрузивного сиенитового комплекса является раннее участие калия в кристаллизации пород и ряд других петрохимических особенностей: высокий коэффициент железистости, относительно низкое содержание Са, последовательное понижение уровней содержания Ti от более ранних интрузивных фаз к более поздним и соответствующие возрастания количества Mn. Эти особенности позволяют установить некоторую определенную внутреннюю генетическую связь среди разнообразных пород. Минералогически эту связь удастся проследить благодаря устойчивости пироксена (диаллага) и сохранению оливина даже в кварцсодержащих разновидностях. Переход

от щелочно-земельных типов пород к щелочным сопровождался сохранением микроклина, который, появившись очень рано в ассоциации с более основным плагиоклазом (габбро-сиениты), в щелочных породах окончательно вытесняется лишь к концу периода кристаллизации в собственно альбитовом типе — в мариуполитах.

Начиная от более основных типов пород и заканчивая щелочными породами, последовательность их выделения обосновывается геологически. Габбро и пироксениты (диаллагиты), габбро-сиениты, кварцсодержащие диаллаговые сиениты, пироксено-роговообманковые и роговообманково-биотитовые гранитоиды (в том числе и базальте им субщелочные граносиениты) и собственно щелочные породы (нефелиновые сиениты) — единый ряд пород, выражающий эволюцию комплекса от более основных и щелочно-земельных типов к щелочным. Этим прекрасно подтверждается идея Ф. Ю. Левинсона-Лессинга о единстве щелочно-земельной и щелочной магмы.

В приведенном выше ряде пород отсутствуют щелочные граниты, которые в Приазовье как самостоятельный тип не проявляются. Щелочные граниты, как отмечено было выше, представляют собой небольшие участки контактово-метасоматического происхождения.

Характерные анализы типов пород по массивам приведены в табл. 85.

Таблица 85

Химические анализы пород сиенитового комплекса Приазовья

№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Состав										
SiO ₂	62,77	64,46	57,91	45,10	47,15	44,42	71,54	63,35	55,92	59,36
TiO ₂	0,44	0,90	—	1,25	1,84	4,63	0,27	0,50	0,53	0,11
Al ₂ O ₃	15,62	13,42	15,34	2,79	5,12	12,41	12,01	16,25	18,57	19,39
Fe ₂ O ₃	1,87	3,45	4,15	4,56	1,19	2,32	0,87	2,86	2,08	5,62
FeO	4,45	2,96	7,69	5,37	7,17	8,64	3,20	1,48	4,29	1,86
MnO	0,11	0,10	—	0,07	0,41	0,18	0,04	0,16	1,27	0,06
MgO	0,20	0,98	1,80	22,02	12,91	8,53	0,47	0,32	0,12	0,25
CaO	1,86	3,33	4,32	13,70	20,81	13,07	1,47	2,20	2,05	0,77
K ₂ O	6,08	3,80	3,64	0,06	0,23	1,01	5,64	6,00	5,77	1,70
Na ₂ O	5,70	4,44	4,01	0,30	0,59	2,39	3,20	6,32	7,97	10,50
SO ₃	0,11	0,27	—	—	—	—	0,06	—	—	—
P ₂ O ₅	0,18	0,28	—	—	—	—	0,13	0,20	0,10	—
F	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,28	0,07
CO ₂	—	—	—	—	0,40	—	—	—	—	—
H ₂ O+ }	0,50	1,13	0,76	4,19	1,09	1,93	0,13	0,37	0,83	0,14
H ₂ O— }	0,23	0,40	—	0,90	—	0,32	0,50	0,11	0,09	0,04
Сумма	100,12	99,92	99,62	100,31	99,94	99,85	99,53	100,21	99,87	100,26

1—щелочно-земельный сиенит из шлифа центральной части Южно-Кальчинского массива; 2—щелочно-земельный граносиенит, массив р. Грузский Еланчик; 3—щелочно-земельный сиенит, Кальмиусский массив; 4—перидотит, Октябрьский массив; 5—пироксенит, Октябрьский массив; 6—габбро безоливиновое, Октябрьский массив; 7—гранит, Октябрьский массив; 8—авгитовый сиенит, Октябрьский массив; 9—мариуполит, Октябрьский массив

Структурно-петрографическая карта восточного Приазовья (рис. 20) позволяет установить геолого-тектоническую связь в формировании щелочных пород с более ранними типами того же комплекса. Размещение пород сиенитового комплекса в пространстве на раннем этапе его формирования связано с образованием мощных кулисообразных разломов примерно меридионального направления. К этим разломам приурочено образование нескольких простых по строению массивов: Южно-кальчикского, Кальмиусского и Еланчикского, которые сложены поро-

дами щелочно-земельного состава (пироксено-кварцевые сиениты, пироксено-амфиболовые и биотито-амфиболовые гранитоиды). По форме отличается от них Октябрьский массив, который имеет округлые очертания и более сложное строение. Наблюдаемое эксцентрическое его строение обусловлено включением в его структуру более древнего основного плутона, представлявшего в своей основе тип концентрического массива (периферия — пироксениты, а центр — габбро), несколько вытянутого в северо-восточном направлении как и другие массивы восточного Приазовья.

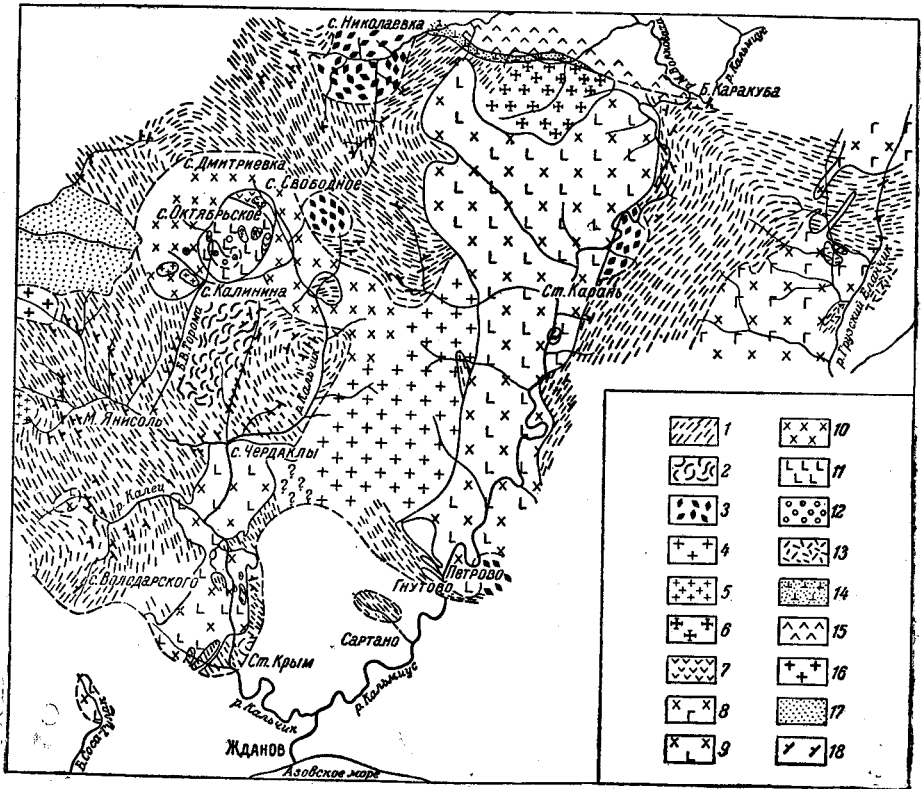


Рис. 20. Структурно-петрографическая карта восточного Приазовья

Докембрические метаморфические и интрузивные породы: 1—инъекционные гнейсы и мигматиты; 2—инъекционные гнейсы и мигматиты (с нарушенным залеганием); 3—гибридные серые порфиroidные биотито-роговообманковые граниты и гранодиориты; 4—розовые биотитовые граниты (слабо гибридрованные); 5—розовые аплитовидные граниты (реликтовые среди пород сиенитового комплекса); 6—крупнозернистые биотитовые граниты, переходящие в мигматиты.

Додевонские породы сиенитового комплекса: 7—габбро-перидотиты и пироксениты; 8—биотито-роговообманковые порфиroidные граниты Грузского Еланчика; 9—пироксено-амфиболовые гранито-сиениты и биотито-роговообманковые крупнозернистые или порфиroidные гранитоиды; 10—пироксено-амфиболовые гранитоиды (местами ошелоченные); 11—пироксено-амфиболовые и биотитовые сиениты (местами ошелоченные); 12—нефелиновые сиениты (фойяиты); 13—мариуполиты

Девонские породы: 14—аркозовые песчаники; 15—базальты.

Последевонские (?): 16—крупнозернистые биотитовые граниты (Екатериновский массив).

Третичные породы: 17—пески; 18—элементы залегания гнейсовидных пород

Самостоятельность интрузии нефелиновых сиенитов, которая отрицалась (В. И. Лучицкий) либо считалась недоказанной (Л. Ф. Айнберг), теперь установлена благодаря наличию вскрытого интрузивного контакта в правом склоне балки Вали-Тарама (юго-западнее хут. Лазаревка).

Нефелиновые сиениты Октябрьского массива, приуроченные к западной части сиенитового поля, представлены крупным телом фойяитов.

В фойяитах наблюдаются трахитоидные текстуры с переменным направлением от северо-западного 310° до северо-западного 335° . По форме указанные нефелиновые сиениты представляют коническую крутопадающую к центру массива интрузивную залежь, которая в плане имеет дуговое строение. Такое строение подчеркивается наличием разветвленной системы апофиз нефелиновых сиенитов, составляющих продолжение фойяитового тела в южном и северном направлениях с простиранием от северо-западного $305-325^\circ$ и северо-западным — 345° до северо-восточного — $15-20^\circ$. Бурением установлено распространение нефелиновых сиенитов под гибридными сиенитами в центральной части сиенитового поля, что указывает на более широкое их распространение по мере увеличения глубины.

Второе тело — нефелиновых микросиенитов (мариуполиты образованы по ним) близко тяготеет к восточному контакту Октябрьского массива и по условиям залегания целиком приурочено к крупному останцу габбро-пироксенитов.

Анализ структурных данных по Октябрьскому массиву позволяет рассматривать его как полицентрический, в котором не только во времени, но и в пространстве перемещались центры интрузии (фойяитовый и микрофойяитовый). Для каждого из них характерна своя самостоятельная концентрическая система жильных отщеплений, отражающая особенности строения фойяитов и микрофойяитов. Жильные отщепления нефелиновых сиенитов, окаймляющие фойяиты, отличаются падением в сторону центра массива. Обратным падением отличается группа жил, связанная с микрофойяитами.

Несмотря на сравнительно ограниченные размеры приазовской интрузий нефелиновых сиенитов, наблюдается явно выраженное ее влияние на окружающие породы. Экзогенное ощелачивание пород, распространенное далеко за пределами Октябрьского массива, связано с двумя системами трещин (радиальной и дуговой), которые прослеживаются на расстоянии $25-35$ км от щелочной интрузии. Установленный ореол трещинного ощелачивания с выраженным симметричным расположением радиальных трещин на большой площади позволяет обоснованно отнести интрузию нефелиновых сиенитов к центральному типу. Вне Октябрьского массива, в пределах Восточного Приазовья, интрузивные породы не известны. Щелочные породы, встречающиеся в нижней части р. Кальмиуса и других листах имеют метасоматическое происхождение. Размещение подобных щелочных пород связывается с экзогенной трещиноватостью, окружающей Октябрьский массив. Далекое распространившееся влияние нефелиновых сиенитов, несмотря на небольшие размеры интрузии, позволяет представить масштабы активности щелочной магмы.

ПОРФИРОВИДНЫЕ ГРАНИТЫ КАМЕННЫХ МОГИЛ И ЕКАТЕРИНОВКИ НА ПРИАЗОВЬЕ

Работами последних лет в Центральном Приазовье выявлены и изучены молодые гранитные интрузии, возраст которых устанавливается как мезозойский.

Молодые граниты образуют два самостоятельных массива, неполностью вскрытые современной эрозией: один из них находится в верховьях р. Каратыша, левого притока р. Берды, и носит название «Каменных Могил», а второй — Екатериновский массив — располагается в верхнем течении р. Кальчика возле одноименного села.

Каменномогильский гранитный массив образует на правом берегу р. Каратыша два небольших хребтовидных поднятия северо-западного простирания, состоящие из ряда вершин «могил», часто с крутыми обрывистыми склонами, высотой до 100 м над уровнем реки. Массив этот слогаается розовым средне- и крупнозернистым порфиоровидным биотитовым гранитом. В центральных частях массив образован крупнозернистой пегматоидной разностью гранита. В восточной и юго-восточной части массива обнажен контакт розового порфиоровидного гранита с докембрийским пегматитом. Периферические части массива сложены темно-розовым аплитоидным гранитом.

Розовый гранит Каменных Могил отличается однородностью минералогического состава. В его разностях наблюдаются порфиоровые вкрапленники розового микроклин-пертита и пертита в виде плоских табличек размером до $2,5 \times 4$ см часто зонального строения.

Минералогический состав господствующей среднезернистой разности порфиоровидного гранита: микроклин, плагиоклаз № 5 и редко № 13, кварц, биотит, мусковит, флюорит и аксессуары — топаз, ксенотим, касситерит, циркон, сфен, торит, апатит, часто цинвальдит и серицит.

Аплитоидный порфиоровидный гранит периферических частей гранитного массива отличается от среднезернистого увеличенным содержанием кварца, флюорита, мусковита, цинвальдита и топаза, которые образуют флюорито-топазо-слюдистые занорыши размером до $0,2 \times 0,6$ м. Часты небольшие скопления мусковита и цинвальдита. Кроме того, в аплитоидном граните встречаются паризит, бастнезит и ортит.

Минералогический состав аплитоидного гранита свидетельствует о насыщенности его флюидами и о его периферическом характере. В результате пневматолито-гидротермальных процессов образовались кварцево-флюоритовые и флюоритовые жилы и занорыши с флюоритом и топазом. Пегматоидная разность порфиоровидного гранита отличается бедностью, летучими компонентами и повышенным содержанием кварца.

Среди среднезернистого порфиоровидного гранита Каменных Могил довольно много жил и выделений пегматита мощностью до 0,5 м и длиной до 35 м и более. В жилах пегматита находятся пустоты — занорыши, выполненные диккитом, в которых встречаются идиоморфные кристаллы дымчатого и молочного-белого кварца, горного хрусталя и мориона, реже темно-розового микроклина, иногда в страстиании с зернами топаза. Длина кристаллов мориона и кварца до 14 см.

Господствующее простирание жильных образований Каменных Могил и порфиоровых вкрапленников на северо-восток $10-30^\circ$ и СЗ $310-320^\circ$, реже СВ $70-80^\circ$.

Характерной чертой гранитов Каменных Могил является широкое развитие натриевого щелочного метасоматоза, выразившегося в процессе альбитизации микроклина, особенно крупных фенокристаллов.

Екатериновский гранитный массив находится примерно в 25 км к северо-востоку от массива Каменных Могил, имея видимые размеры до $2,7 \times 1,8$ км. Обнаженная часть массива вытянута в северо-западном направлении. По внешнему облику и по своему минералогическому составу екатериновский гранит почти совершенно аналогичен каменномогильскому.

Большая часть Екатериновского массива сложена розовым среднезернистым порфиоровидным биотитовым гранитом. Менее развит розовый мелкозернистый порфиоровидный гранит, встреченный вблизи и на контакте с вмещающим мигматитом в юго-западной части массива

и в меньшей мере на юго-востоке. Он также образует жилы и линзовидные выделения в среднезернистом граните.

Розовый среднезернистый порфиroidный гранит Екатериновского массива состоит из плагиоклаза № 5 и реже № 13, микроклина, кварца и биотита, циркона, топаза, редко апатита, ксенотима, касситерита и торита.

Минералогический состав мелкозернистой порфиroidной разновидности гранита отличается от состава среднезернистого гранита только повышенным содержанием биотита на отдельных участках. Широко развита альбитизация микроклина в граните, причем микроклин иногда почти полностью замещается альбитом.

Розовый гранит сечется редкими жилами пегматита и кварца и содержит линзовидные выделения мелкозернистого гранита. Простираание жильных образований чаще всего на северо-запад $320-335^\circ$ и северо-восток $15-40^\circ$.

Розовый порфиroidный гранит постепенно переходит в светло-серый крупнозернистый, порфиroidный, биотитовый гранит, развитый в северо-восточной части обнаженного массива на значительной площади. Переход одной разновидности гранита в другую происходит на протяжении 7—10 м. Линия контакта обычно неровная. В ряде случаев розовый гранит как бы вклинивается в светло-серый узкими полосами по азимуту на северо-восток $60-70^\circ$ под углом $60-80^\circ$, соответствующему тектоническим линиям.

Светло-серый порфиroidный гранит пегматоидного типа состоит из плагиоклаза № 18 и 5, микроклина, кварца и биотита. В меньшей мере развиты флюорит, мусковит, малакон, циркон, оранжит, сфен, анатаз и микролиты рудных минералов.

Среди розового порфиroidного гранита и среди светло-серого пегматоидного гранита еще в большей степени развит процесс альбитизации полевых шпатов. Крупные фенокристаллы микроклина до 12 см длины полностью или почти полностью замещаются альбитом — клевеландитом.

В светло-сером граните прослеживаются параллельные полосы концентрации биотита, образующие два пучка зон биотитизации, простираание которых в большинстве случаев северо-восток $20-30^\circ$ и северо-запад 330° .

Минералогический состав зон биотитизации в основном такой же, как вмещающего светло-серого гранита. Отличие заключается в повышенном содержании биотита в зонах, достигающего 40%, а также микролитов рудных минералов.

Количество натриевого полевого шпата резко преобладает над количеством калиевого, благодаря процессу альбитизации, причем клевеландит часто полностью замещает микроклин. Количество плагиоклаза в породе до 35—40%. Порфиroidные выделения полевого шпата в зонах биотитизации строго ориентированны по простираанию зон. Светло-серый порфиroidный гранит на глубине 13—18 м переходит в розовый порфиroidный гранит.

Минералогический состав и строение гранитных массивов Каменных Могили и Екатериновки указывают на их исключительную петрохимическую однородность и образование их из одной гранитной магмы. По-видимому, оба гранитных массива представляют собой части одной большой неинтрузии.

Сравнение нескольких химических анализов различных разновидностей гранитов Екатериновского и Каменномогильского массивов, а также

гранитов зоны биотитизации в светло-серых гранитах свидетельствуют об их однородности. Данные анализов приведены в табл. 86.

Таблица 86.

Химический состав пород Екатериновского и Каменномогильского массивов

Состав	1	2	3	4	5	6	7
	в весовых %						
SiO ₂	73,02	73,02	74,45	75,82	71,66	69,34	59,28
TiO ₂	сл.	—	—	сл.	0,20	0,20	0,64
Al ₂ O ₃	14,82	14,32	14,08	12,42	12,97	1,69	12,03
Fe ₂ O ₃	0,40	0,40	1,17	0,30	3,35	2,44	6,25
FeO	1,18	1,18	0,47	0,16	2,4	2,35	10,11
CaO	1,70	1,56	1,07	0,50	0,39	1,10	3,50
MnO	—	0,02	—	сл.	0,04	0,04	0,10
MgO	0,11	0,11	0,28	0,29	0,22	0,38	0,35
K ₂ O	6,89	1,66	5,10	4,95	4,28	5,38	1,36
Na ₂ O	1,66	6,89	2,87	3,80	2,84	3,42	5,96
P ₂ O ₅	—	сл.	—	сл.	0,118	0,08	0,07
SO ₃	0,09	0,09	—	0,18	0,25	0,48	0,14
F	0,10	0,10	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,96	0,85	0,80	0,60	0,70	0,14	0,22
П. п. п.	—	—	—	—	1,00	0,89	3,08
Сумма . .	100,96	100,20	100,29	100,02	100,42	99,93	103,09

1—граниты розовые порфировидные с Центрального участка Екатериновского гранитного массива (по данным В. И. Кузьменко, 1939 г.); 2—граниты розовые порфировидные с Центрального участка Екатериновского гранитного массива (по данным В. Н. Гладкого, 1947 г.); 3—граниты розовые порфировидные с Каменных Могил (по данным Н. Т. Вадимова, В. Н. Гладкого, 1941 г.); 4—граниты розовые аплитоидные с Каменных Могил (по данным Н. Т. Вадимова, В. Н. Гладкого, 1941 г.); 5—граниты светло-серые порфировидные с северного участка Екатериновского гранитного массива (по данным В. Н. Гладкого, 1948 г.); 6—граниты розовые пегматоидные с Екатериновского массива (по данным В. Н. Гладкого, 1948 г.); 7—зона биотитизации в светло-серых гранитах Екатериновского массива (по данным В. Н. Гладкого, 1948 г.)

Пересчет химических анализов по методу А. Н. Заварицкого приведен в табл. 87.

Коэффициенты кислотности розовых порфировидных гранитов Екатериновки и Каменных Могил и светло-серых порфировидных гранитов очень близки. Наибольшей кислотностью отличаются аплитоидные граниты Каменных Могил и наименьшей — зоны биотитизации в светло-серых гранитах. Процентное содержание глинозема минимально в светло-серых гранитах, зонах биотитизации и в аплитоидных гранитах Каменных Могил; максимальное содержание наблюдается в розовых порфировидных гранитах обоих массивов. Количество K₂O и Na₂O непостоянно и зависит, по-видимому, от интенсивности натриевого метасоматоза.

Для розовых порфировидных гранитов массивов Каменных Могил и Екатериновки характерны:

Таблица 87

Пересчет химических анализов по А. Н. Заварицкому

Анализы	1	2	3	4	5	6	7
А	200	200	202	126	182	224	124
С	30	29	20	9	7	12	6
В	56	48	62	14	138	80	283
S	1215	1215	1239	1262	1197	1157	945
a	1501	1492	1523	1409	1524	1473	1358
a	13,3	13,4	13,3	8,9	11,9	15,8	9,1
c	2,0	2	1,3	0,6	0,4	0,8	0,4
b	3,7	3,2	4,1	1,0	9,0	5,4	21,5
s	81,0	81,4	81,3	89,5	78,7	78,0	69,0
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
a'	53,6	45	55,0	—	42,0	—	—
f'	41,7	49	34,0	—	54,0	—	—
m	5,3	6,2	11,0	—	3,5	—	—
n	27,0	27	46,0	96,0	50,0	49,0	8,6
t	—	—	—	—	0,2	0,25	0,8
φ	10,7	12,5	23,0	28,0	31,0	37,5	27,6
Q	+33,4	+34	+34,7	+60,6	+33,2	+23,6	+19,4

1. Полное сходство минералогического состава.
2. Присутствие в гранитах таких летучих компонентов, как фтор, литий, бериллий (флюорит, топаз, цинвальдит, литиевая слюдка берилл).
3. Широкое развитие натриевого метасоматоза, приведшего к альбитизации калиевых полевых шпатов.
4. Присутствие в гранитах касситерита, главным образом в аплитоидной периферической разности.
5. Сходство химического состава.
6. Оба гранитных массива залегают несогласно среди древних докембрийских мигматитов и гнейсов, образуя небольшие трещинные плутоны, вытянутые в северо-западном направлении.

Касаясь возраста гранитов, надо отметить следующее.

В 0,7 км южнее Каменных Могил обнажаются шесть параллельных даек кварцевого порфира, которые на севере срезаются гранитным массивом. Среди розового порфирированного аплитоидного гранита Каменных Могил в южной периферической части В. И. Кузьменко был найден в 1940 г. ксенолит кварцевого порфира размером 25×6 см овальной формы, вытянутый в меридиональном направлении. Микроскопическое исследование кварцевого порфира из даек южнее Каменных Могил и из ксенолита, показало полное тождество обеих пород.

Длинная ось гранитного массива Каменных Могил представляет как бы продолжение направления простираения трещин разломов, выполненных дайками кварцевого порфира и позже заполненных магмой розовых гранитов. Ни одна из даек, прослеженных в районе Екатеринбургского гранитного массива, также не сечет последнего.

Возраст дайковых пород Приазовья определяется всеми исследователями как палеозойский на том основании, что они секут отложения девона, нижнего и среднего карбона. В то же время дайки кварцевого порфира, южнее Каменных Могил, секутся многочисленными жилами и прожилками розового каменномогильского гранита.

Таким образом, розовые граниты Каменных Могил и Екатериновки моложе даек кварцевого порфира, которые сходны с дайками, секущими отложения нижнего и среднего карбона.

Возраст розовых порфировидных гранитов Каменных Могил и Екатериновки может быть мезозойским. Однако этому противоречат данные определения абсолютного возраста екатериновских гранитов калий-аргоновым методом, в которых возраст полевых шпатов составил 980—1070 млн. лет, в то время как кварцевые порфиры, секущие карбон, имеют возраст 230 млн. лет.

ПЕГМАТИТЫ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Пегматиты Украинского кристаллического массива начали исследоваться и систематически изучаться лишь в советское время. В дореволюционной русской геологической литературе имеются лишь отдельные указания о нахождении пегматитовых тел в каком-либо районе Украины.

В литературе дооктябрьского периода мы находим указания К. М. Феофилактова (1851а), М. Н. Миклухи-Маклая (1890), В. Д. Ласкарева (1914в) о наличии пегматитовых жил среди кристаллических пород на Волыни и в Киевской области: Л. Л. Иванов (1925) в своих первых статьях описал некоторые минералы пегматитов Волыни; П. И. Грицинский (1916) описал находки мусковита в пегматитах на южной Украине с. Чуднова.

Советский период характеризуется выполнением больших поисковых и разведочных работ на полевошпатовое сырье, слюду и другие минералы пегматитовых образований. Начиная с 1921 г., на протяжении ряда лет Укрфарфортрестом были проведены поисково-разведочные, исследовательские и ревизионные работы по пегматитам Волыни и ряда других районов УССР.

Работы проводились С. В. Бельским, Н. К. Ненадкевичем, С. П. Нечипоренкой, С. Г. Кокликом, С. И. Назаровичем и другими. Тогда же проводились работы по выявлению слюдоносности украинских пегматитов и разведке месторождений графита, связанных с пегматитами. В результате этих работ в печати появился ряд статей, посвященных пегматитам УССР (Назаревич, 1928; Бельский; Н. И. Безбородько, 1929 и др.).

В начале 30-х годов Украинское геологическое управление и другие организации развернули работы по поискам и разведке пегматитовых месторождений в различных районах кристаллического массива. Работы проводились на Волыни, в центральной части массива (рр. Ингулец, Базавлук, Ингул) и в Приазовье. К этому же времени относится начало эксплуатации приазовских пегматитов (добыча полевого шпата).

В этот период выходит ряд печатных работ, характеризующих пегматиты Украины как месторождения керамического сырья, а также освещающих теоретические вопросы образования пегматитов. Сюда относятся работы Н. И. Безбородько (1929), Б. А. Гаврусевича (1930, 1933), Л. Л. Иванова (1933), Н. П. Семененко (1937б) и др. по пегматитам Приднепровья, Волыни и других районов. В дальнейшем появились обобщающие работы Н. П. Семененко (1939) по гранитным пегматитам

Украины и Ю. Ю. Юрка по пегматитам Приазовья (Юрк, 1939а, 1939б, 1941а; Юрк и В. М. Брезер, 1939).

На современной поверхности Украинского кристаллического массива известны четыре разновозрастных комплекса гранитных интрузий, играющие неодинаковую роль в пегматитообразовании.

Наиболее древним (архейским) комплексом кислых интрузий, в пределах кристаллического массива, считается комплекс плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов района гг. Звенигородки, Кременчуга и др. Породы эти распространены в разных частях кристаллического массива. К ним, очевидно, относятся криворожские плагиограниты, шепетовские и волновахские гранодиориты. К этим же наиболее древним гранитным интрузиям Н. П. Семененко (1949) относит и чудново-бердичевские гибридные порфиридные граниты. С этими наиболее древними гранитоидами связано образование пегматитовых и аплитовых тел, но широкого развития этот процесс не получил. Пегматитовые тела этих интрузий отличаются незначительной мощностью и практического значения не имеют. Исключение могут представлять некоторые пегматитовые жилы с мусковитом Чудново-Бердичевского гранитного плутона.

Следующими по возрасту являются гранитные интрузии ингулецко-кировоградского комплекса. Сюда входят, с одной стороны, серые или розово-серые порфиридные биотитовые (иногда с роговой обманкой) граниты так называемого кировоградского типа, с другой стороны, серые мелко- и среднезернистые граниты житомирского типа и их розово-красные аплитопегматоидные разновидности. Этот комплекс гранитов является наиболее продуктивным по образованию пегматитов. К нему относятся самые крупные месторождения пегматитов Украины, дающие главную массу керамического сырья. Эти же пегматиты наиболее перспективны по слюдоносности и редким минералам. Преобладание калиевого полевого шпата в составе гранитов отразилось и на полевошпатовом составе пегматитов, с ними связанных; в последних еще в большей степени микроклин преобладает над плагиоклазом.

В более молодой, третий гранитный комплекс объединяются микроклиновые граниты, известные в литературе под названием днепровско-токовских (Семененко, 1949). С гранитами этого типа также связаны значительные месторождения пегматитов, хотя по размерам и уступающие предыдущим. Они развиты в Приднепровье (по р. Базавлуку) и в восточном Приазовье.

Наконец, к самым молодым — четвертым по счету — гранитным интрузиям относится рапакиви Коростенского и Корсунского плутонов и граносиенитовый комплекс Восточного Приазовья. С этими гранитами связаны пегматитовые месторождения, залегающие среди материнских пород. Сюда относятся топазо-кварцевые пегматиты Волыни, а также пегматиты района р. Кальмиус и ее притоков.

По условиям своего залегания пегматиты Украины можно разделить на: а) находящиеся внутри материнских пород (эндогенные) и б) залегающие вне материнских пород (экзогенные). Эндогенные пегматиты, генетически связанные со вторым и третьим гранитными комплексами, слабо развиты и крупных тел не образуют. Главную практическую ценность представляют экзогенные пегматиты, связанные с этими двумя типами гранитов, залегающие среди гнейсовых толщ в виде крупных тел. В четвертом гранитном комплексе, наоборот, наиболее ценными являются эндогенные пегматиты.

Морфология украинских пегматитов разнообразна. Среди пегматитовых образований выделяются следующие основные формы:

1. Шлировые пегматитовые тела в гранитах, чаще в их краевых зонах. Обычно это небольшие тела гнезвидной или неправильной вытянутой формы с постепенными переходами к материнской породе. Такие формы наиболее характерны для аплито-пегматоидных гранитов, богатых флюидами, и для гранитов четвертого комплекса.

2. Жильные тела: пластовые и секущие жилы, сложные четковидные жилы, линзовидные и штокообразные жилы и линзы. Пластовые жилы выполняют полости расслоения сланцеватых метаморфических пород (биотитовых, амфиболовых и других гнейсов). Они прослеживаются на десятки и сотни метров по протяжению, но мощность их непостоянна; они то раздвигаются до нескольких метров, то суживаются до сантиметра. Такой характер их наблюдается как по простиранию, так и по падению. Распространены подобные жилы в гнейсах Приазовья.

Секущие жильные тела находятся как среди гранитов, так и в гнейсах, где они выполняют трещины растяжений, разрывов и разломов. Вследствие этого жилы резко отграничиваются от вмещающих пород и образуют тела более правильной формы. Они выполняют и поперечные и диагональные трещины, иногда извилистые. Это часто встречающиеся пегматитовые тела, обычно небольшой мощности, но встречаются жилы, достигающие более 10 м мощности, протягивающиеся на сотни метров.

Линзовидные и штокообразные пегматитовые тела выполняют сложные полости в гнейсах. Они связаны с зонами интенсивного нарушения и смятия вмещающих пород. В этих условиях образуются жильно-штоковые и линзовидные тела, меняющие свое направление по простиранию и падению и достигающие крупных размеров, протягиваясь на 250—400 м в длину при мощности до 80—90 м.

Перечисленные выше тела залегают среди инъекционных гнейсов и амфиболовых сланцев и образуют наиболее крупные месторождения пегматитов промышленного значения. В них наиболее богато развита минерализация. Наряду с обычным пегматитом зернистой и письменной структуры, в этих условиях образуются гигантские кристаллы полевого шпата (обычно микроклин-пертита), крупные кристаллы слюды и кварца. Такие пегматиты развиты в Западном Приазовье, на Воляни, а также по рр. Ингулу и Базавлуку, в Приднепровье.

В тесной связи с предыдущими типами месторождений находится образование сложных жильных тел. Сюда относятся жильные пегматитовые тела, использовавшие для своего образования сложную систему сопряженных трещин (секущих и согласных). Жесткие вмещающие породы (гранодиориты или мигматиты) разобщаются трещинами на блоки, полости между которыми заполняются пегматитом. Так образуются разветвленные мощные жильные тела, связанные между собою ответвлениями и апофизами. Такие тела наблюдались в Приазовье, на Воляни и по р. Случу. В районе с. Глыбочек они образуют весьма крупное месторождение.

Сюда же следует отнести жильные тела, образовавшиеся в результате одновременного выполнения двух систем трещин — вертикальных и горизонтальных. Подводящими каналами в таких жилах являлись вертикальные трещины, послонные или секущие и обычно маломощные. Так как горизонтальные секущие трещины обычно не простираются далеко в поперечном направлении, то образованные в них пегматитовые тела распространяются на несколько метров, в лучшем случае — десятков.

метров, при вертикальной мощности их 1—3 м, редко больше. При обнажении таких жильных тел с поверхности иногда создается ложное представление об очень крупном пегматитовом теле, которое при его разработке или разведке оказывается небольшим. Денудация может разобщить вертикальную часть жилы, служившую подводющим каналом от горизонтальной более мощной ее части, и тогда создается впечатление о полном выклинивании горизонтальной жилы в том случае, если подводный канал закрыт от наблюдения. Такие тела широко распространены в Приазовье, наблюдаются и в других районах.

Интересная форма четковидных жил наблюдается в таких пегматитах, выполняющих разрывные диагональные трещины. В них отмечено частое чередование раздувов и сужений, что свойственно и некоторым пластовым жилам.

3. Штоковые или жильноштоковые эндогенные пегматитовые тела характерны для Коростенского гранитного плутона. Они дают крупные неправильной формы пегматитовые залежи с крупными кристаллами кварца (дымчатого горного хрусталя, морiona). Среди более древних пегматитов, залегающих в инъекционных гнейсах по рр. Случу и Базавлуку, встречаются также крупные штокообразные тела, представляющие интерес как месторождения керамического сырья. Строение и состав украинских пегматитов характеризуется большим разнообразием. Наиболее крупные пегматитовые образования обычно имеют наиболее сложное строение и состав, а маломощные являются более простыми и правильными.

Не все крупные пегматитовые тела в одинаковой мере дифференцированы: одни из них характеризуются отчетливо выраженным полосчатым или поясовым строением, в других зональность слабее выражена. В маломощных пегматитовых жилах, к тому же залегающих в близких по составу породах, такая зональность слабо выражена и практически такие тела являются недифференцированными.

По этому признаку все пегматитовые тела можно разделить на две группы:

а) недифференцированные и б) дифференцированные.

Недифференцированные пегматитовые тела характеризуются более или менее однообразной пегматоидной структурой (средне- и крупнозернистой), составленной агрегатами полевых шпатов и кварца с рассеянными среди них пластинками биотита, кристаллами граната, магнетита и др. Иногда среди такого пегматита встречаются участки с графической структурой.

Лишенные зонального и блокового строения такие пегматиты обычно загрязнены рассеянными в них железистыми минералами (биотит, гранат, магнетит, гематит) и вследствие этого без обогащения не пригодны для керамической промышленности. Этот весьма распространенный тип пегматитов встречается во всех пегматитовых полях. Маломощные пегматитовые жилы обычно представлены такими недифференцированными пегматитами.

Дифференцированные пегматиты имеют различную степень дифференциации, различное строение и в связи с этим различную минерализацию. Пегматитовые тела Коростенского гранитного плутона, залегающие в материнских породах, характеризуются специфической зональной структурой, отличной от структуры остальных пегматитов.

Большинство пегматитов Украинского кристаллического массива обладают простым зональным строением: от зальбандов идут аплитовидные

зоны различной мощности (от 0,15 до 4 м), постепенно переходящие в средне- и крупнозернистый пегматит, который в середине жилы переходит в крупноблоковый пегматит, сложенный розовым полевым шпатом и серым кварцем. Или же аплитовая зона (в таком случае мало-мощная) сменяется зоной графического пегматита (невьдержанной мощности), переходящего в срединной зоне тела в крупно-и гиганто-кристаллический пегматит. Вместе с крупными, гигантскими кристаллами полевого шпата и кварца образуются крупные кристаллы темноцветных минералов, которые легко отделяются при ручной разборке. Такие пегматиты служат объектом добычи сырья для керамической промышленности.

Более сложное зональное строение очень крупных пегматитовых тел, залегающих среди биотито-амфиболовых гнейсов, выражается в следующем. На контакте с вмещающими амфиболовыми породами появляется биотитовая или вермикулитовая оторочка мощностью 5—10 см; от контакта идет зона светлого, мелко- и среднезернистого пегматита, сложенного преимущественно плагиоклазом, серым кварцем, биотитом и магнетитом. Далее по направлению к центру появляется зона крупнозернистого светлого и розового пегматита с пегматоидной или графической структурой, с крупными кристаллами розового полевого шпата местами проросшего иктиоглиптами кварца (размер блоков достигает 1—2 м), встречающимися в крупнозернистом пегматитовом агрегате. В этой же зоне находятся крупные выделения биотита, пачки и пластинки мусковита, ассоциирующего с крупными кристаллами граната и турмалина. Центральная зона пегматитового тела заполнена крупными выделениями серого и белого кварца, который иногда апофизами внедряется в предыдущую зону. Зона кварца бывает не сплошная, а прерывистая; кварц в ней чередуется с крупными выделениями полевого шпата и мусковита. Крупные выделения розового микроклина срединных зон замещаются альбитом, чешуйчатым мусковитом вместе с редко встречающимися кристаллами, колумбита-танталита, ганита (Юрк, 1939б) и других редких минералов. С кварцем ассоциирует висмутин (Юрк, 1948б). Такой тип характерен для пегматитов Западного Приазовья, в которых наиболее широко проявился многофазный процесс. Эти пегматиты представляют значительную промышленную ценность.

Специфическое строение имеют пегматитовые тела, генетически связанные с гранитами Коростенского плутона. Для крупных штокообразных тел, залегающих в материнских породах, типичным будет следующее строение: вмещающий гранит на контакте с пегматитом приобретает мелкозернистую структуру и нередко аплитовидной оболочкой обволакивает пегматитовое тело. Пегматитовое тело начинается зоной очень мелкозернистого графического пегматита, который в направлении к центру тела постепенно увеличивает крупность зерен, переходя в средне- и крупнозернистый. Последний сменяется зоной крупнозернистого пегматоидного агрегата, состоящего главным образом из полевого шпата, кварца и биотита (биотит пластинками прорастает также и графический пегматит), за которой следует зона сросшихся крупных кристаллов кварца (морюна, амегиста), микроклина, топаза, обращенных своими пирамидами к центру тела. В центре тела находится занорыш. Во многих телах наблюдаются более низкотемпературные проявления пегматитового процесса, представленные низкотемпературным кварцем, флюоритом, халцедоном, молибденитом.

В минералогическом отношении пегматиты Украины представляют значительный интерес; в них отмечено до 100 различных минеральных

видов. Главными минералами являются полевые шпаты — микроклин и плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз, олигоклаз), кварц, биотит, мусковит. Нередко встречаются гранат (альмандин, спессартин), апатит, магнетит, турмалин, графит. Реже встречаются берилл, топаз, флюорит, ильменит, гематит, сульфиды, роговые обманки, циркон и другие минералы.

Из главных минералов всегда преобладают полевые шпаты, а среди последних микроклин. Соотношение их с кварцем 3 : 1 или 2 : 1. Исключение составляют пегматиты Коростенского поля, в крупных телах которого это соотношение иногда бывает 1 : 1 и выше в пользу кварца.

Среди гранитных пегматитов Украины можно выделить несколько типов.

I. Недифференцированные пегматиты обычной минерализации. Здесь может быть выделен магнетито-гранатовый подтип для пегматитов обычной минерализации, обогащенных магнетитом, гранатом и ортитом. В этом же типе встречаются монацитоносные пегматиты.

II. Дифференцированные блоковые пегматиты; среди них:

- а) блоковые, обычной минерализации (биотитовые);
- б) блоковые с мусковитом и апатитом.

III. Дифференцированные зональные пегматиты; среди них:

- а) мусковито-биотитовые с апатитом;
- б) альбито-мусковитовые с гранатом и редкими минералами;
- в) шерлово-мусковитовые;
- г) топазо-морионовые;
- д) цинвальдито-топазовые.

IV. Графитовые пегматиты.

Этим перечнем типов исчерпывается главная масса пегматитовых месторождений Украины, но он не включает пегматитов линии скрещення, щелочных и др.

Наиболее широко распространенным является первый тип в его обычной минерализации. Он распространен по всему кристаллическому массиву, главным образом в виде маломощных жильных тел, залегающих и в материнских и больше в нематеринских породах. Пегматиты этого типа редко используются при добыче на керамическое сырье.

Второй тип имеет широкое распространение во многих пегматитовых полях и служит предметом добычи на Волини (по р. Случу), Приазовье.

Подтипы «а, б, в» третьего типа пегматитов распространены главным образом в Западном Приазовье (Чокрак, Кильтичия, Буртычия); «а, г, д» — на Волини (Западной и Восточной). Эти разновидности пегматитов представляют наибольший интерес потому, что они являются ценным керамическим сырьем.

В довоенное время на Елисеевском месторождении пегматита (Западное Приазовье) в течение многих лет при добыче полевого шпата в карьере шла попутная добыча мусковита, выход которого составлял 1—2% добычи породы. Разведочные работы последнего времени подтверждают мусковитоносность крупнейшего месторождения пегматита на Зеленой Могиле. В других пегматитовых месторождениях р. Чокрака (Долинское, Еленовка, левая балка между Долинским и Еленовкой) мусковит является существенным минералом. Таким же минералом мусковит является и в крупнейшем месторождении пегматита близ с. Андреевки, аналогичном по своему характеру Елисеевским месторождениям. Здесь также мусковит попутно отбирается при добыче пегматита.

В конце 20-х годов текущего столетия мусковит кустарным образом добывался из жил шерлово-мусковитового типа пегматита на р. Буртычии возле хут. Сороки (Андреевский район). Другим слюдоносным районом является Волянь, главным образом бассейна р. Случ. По левому берегу р. Случ, западнее с. Устье, и по правому берегу р. Случ, в районе с. Бельчаки (Ровенская область), находятся крупнейшие месторождения пегматита, которые представлены жилами и линзообразными жилами мощностью 15—50 м, протягивающимися на 300—500 м. Помимо кондиционного полевого шпата, эти месторождения содержат незначительное количество пластинчатого мусковита размером до 5×6 см. В этом же районе известны месторождения пегматита с мусковитом и турмалином по р. Корчику южнее г. Корец.

В крупнейшем пегматитовом поле между сс. Полонным и Барановкой по р. Случу и его притоку Хоморе во многих пегматитовых месторождениях нередко встречаются пластинки прозрачного качественного мусковита кондиционных сортов. Здесь следует указать такие пункты: с. Глубочек (давно известное месторождение), в верховье этой балки на земле колхоза с. Майдан-Валянский (новое месторождение пегматита), сс. Марковка, Старая Гута, Барановка, Жаборица, Явное.

Третий район развития большого поля пегматитов — Кировоградский, где по р. Ингулу и ее притокам, южнее Кировограда и до с. Сидневки тянутся крупные пегматитовые тела.

На территории Украинского кристаллического массива намечается не менее 15 пегматитовых полей.

Такие пегматитовые поля выделяются в следующем порядке (с северо-запада на юго-восток): 1 — Корец-Городницкое; 2 — Новоград-Волинское; 3 — Полонно-Барановское; 4 — Житомирское; 5 — Коростышевское; 6 — Коростенское; 7 — Побужское; 8 — Уманское; 9 — Кировоградское; 10 — Ингулецкое; 11 — Базавлукское; 12 — Запорожское; 13 — Западно-Приазовское; 14 — Средне-Приазовское; 15 — Восточно-Приазовское.

В этом списке полями первостепенной важности являются Западно-Приазовское, Полонно-Барановское, Корец-Городницкое и Кировоградское.

Некоторые месторождения этих пегматитовых полей разрабатываются на полевой шпат для керамической промышленности. Эти же пегматитовые поля наиболее перспективны на мусковит. Западно-Приазовские пегматиты, кроме того, являются носителями других минералов, которые могут попутно извлекаться при крупных разработках и механическом обогащении. Значительные перспективы в будущем может приобрести Кировоградское пегматитовое поле.

Кроме пегматитов гранитной магмы в пределах Украинского кристаллического массива, в восточной части Приазовья давно известны месторождения пегматитов щелочной магмы. И. Д. Царовский (1947) установил два этапа интрузивной деятельности щелочной магмы, в каждом из которых образовались аплиты-пегматиты. С первым интрузивным этапом щелочной магмы, давшим щелочные граниты и сиениты, связано отщепление, с одной стороны, микроклин-пертитового пегматита и сиенит-аплита, а с другой стороны, альбититов. Со вторым ее этапом связано появление фойяитов и образование таких дериватов как микроклин-нефелиновые жильные пегматиты и мариуполиты.

Эти пегматитовые продукты щелочной магмы нередко образуют крупные тела, которые могут служить сырьевой базой полевошпатового сырья для керамической промышленности.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Жильные породы в составе Украинского кристаллического массива количественно играют незначительную роль. Сконцентрированы они главным образом в трех районах, а именно: в Приазовье, Приднепровье и на Волыни. Наибольшим распространением они пользуются в Приазовье, особенно в восточной и средней его частях. Немного меньшее распространение они имеют в средней части массива — в Приднепровье. Значительной концентрацией они обладают также на Волыни (северная часть массива).

В Приазовском районе жильные породы обнаружены по рр. Кальмиусу, Кальчику, Берде, Каратышу, Кильтичи, Обиточной, Юшанлы, Лозоватке, Токмаку, Мокрой и Сухой Конкам. Наблюдаются они главным образом в виде даек, мощность которых колеблется от нескольких десятков сантиметров до 60 м. Протяженность их измеряется нередко десятками километров (р. Конка, дайка авгитового ортофира).

В Приазовском районе дайковые породы обладают чрезвычайно большим разнообразием состава. Здесь имеются как породы щелочно-земельного ряда, представленные полной серией пород от ультраосновных пикрит-базальтов (океанитов) до кислых разновидностей, принадлежащих кварцевым порфирам, так и различные щелочные разновидности — мончикиты, камптониты, сельвсбергиты, грорудиты и породы промежуточного состава, связывающие щелочноземельные разности с щелочными, — различные трахиты, ортофиры, трахибазальты и др.

Кроме дайковых пород, образующихся из недифференцированных магм (базальты р. Мокрой Волновахи), и пород, представляющих собой наиболее ранние продукты дифференциации (ультрабазиты р. Берды), в Приазовье имеется целый ряд образований, которые можно отнести к продуктам кристаллизации остаточной магмы. Эта группа пород представлена различными лампрофирами, главным образом лампрофирами основной и щелочной магм (мончикиты, камптониты и др.).

Наибольшим распространением среди дайковых пород в Приазовской части кристаллического массива пользуются породы основной магмы, представленные диабазами, порфиритами, палеоандезитами и палеотипными эквивалентами андезито-базальтов Левинсон-Лессинга — диабазо-порфиритами. Диабазы наблюдаются на всей территории Приазовья в виде многочисленных даек различной мощности, часто располагающихся группами. Особенно в больших количествах они обнаружены по рр. Кальмиусу, Кальчику, Конке, Каратышу, Берде и Обиточной.

В отличие от средней части Украинского кристаллического массива диабазы Приазовья представлены главным образом пироксеновыми разновидностями, причем очень часто совершенно свежими. Амфиболизированные разности — эпидиабазы — редки. Мощность даек различная, иногда достигает 60 м (р. Кальмиус). Простираение главным образом северо-западное, падение почти вертикальное. По минералогическому составу диабазы более или менее сходны между собой и, большей частью, представлены авгитовыми разностями. Оливиновые, амфиболо-пироксеновые, биотито-пироксеновые разности встречаются значительно реже. По структуре они бывают различны. Наиболее часто встречаются разновидности с офитовой, интерсертальной и пойкилоофитовой структурами. Некоторые из них содержат порфиновые включения плагиоклаза, принадлежащие лабрадору и лабрадор-битовниту. В ряде случаев наблю-

дается ортоклаз в пегматитовом прорастании с кварцем (р. Кильтичия—с. Андреевка, р. Берда, р. Берестовая, Могила Салтычия и др.).

Диабазы с амфиболом и биотитом, как правило, представляют собой измененные породы. В них в большинстве случаев присутствует зеленая роговая обманка, образовавшаяся, по-видимому, за счет пироксена; первичный амфибол — бурая роговая обманка, встречается редко; такие амфиболовые диабазы (с бурой роговой обманкой), в частности, встречены по правому берегу р. Кальмиуса — выше с. Ласпи. Мощность этой дайки около 2 м, простираение в отличие от даек, сложенных пироксеновым диабазом, северо-восточное (60°) (В. И. Лучицкий).

Наряду с диабазами, значительным развитием пользуются более кислые их представители, занимающие промежуточное место между диабазами и порфиритами — диабазо-порфириты (палеотипные аналоги андезито-базальтов). Эти породы встречаются довольно часто в тех же районах, где и диабазы. Состоят они из тех же минералов — авгита и более кислого плагиоклаза, обычно № 35—40 и в сравнении с диабазами характеризуются более высоким содержанием плагиоклаза.

Структура диабазо-порфиритов большей частью офитовая. Эти породы, как и диабазы, преимущественно полнокристаллические; стекло они содержат в редких случаях и в небольшом количестве.

К этим породам весьма близко стоят разновидности с резко выраженной порфировой структурой, в которых роль порфирировых выделений играет тонкоаблитчатый плагиоклаз состава № 40—45; иногда они содержат заметную примесь биотита. Структура основной массы зернистая — офитовые соотношения между плагиоклазом и пироксеном отсутствуют. В целом эти породы отвечают вольтинитам, пользующимся большим развитием в северо-западной части кристаллического массива, где они являются сочленом жоростенского магматического комплекса пород.

Наконец, к дериватам основной магмы следует отнести пользующиеся большим распространением палеоандезиты и породы в общем такого же состава, но более измененные (палеотипного облика) — порфириты.

Палеоандезиты характеризуются чрезвычайной свежестью; в этом отношении они ничем не отличаются от кайнотипных пород. В пределах кристаллического массива эти породы залегают в виде штокообразных (б. Дубовка вблизи с. Старо-Игнатьевки) и дайковых тел (р. Кальмиус вблизи с. Ласпи, балка Вербовая вблизи с. Каракубы, р. Каратыш).

По составу палеоандезиты различны. Преобладающими являются роговообманковые представители (Сухая и Мокрая Волноваха). Авгитовые встречаются реже, обнаружены они по балке Дубовке. Имеются также и промежуточные разновидности — пироксено-амфиболовые.

Кислые дайковые породы в сравнении с основными в составе приазовской части Украинского кристаллического массива играют ничтожную роль. Представлены они главным образом кварцевыми порфирами, фельзитами и витрофировыми разностями пород.

Кварцевые порфиры наблюдаются по р. Берде — балка Грузенька, близ с. Белоцерковки. Эти породы то резко порфировые, то с небольшим количеством порфирировых выделений. В основной массе они содержат кварц, ортоклаз, олигоклаз, биотит; в порфирировых вкрапленниках присутствует главным образом ортоклаз и олигоклаз; иногда в виде порфирировых выделений встречаются остатки биотита и хлоритоподобные продукты их разрушения. Такой характер преимущественно имеют кварцевые порфиры. Витрофировые разности порфирировидных выделений не

содержат. Состоят они почти из одного, в значительной степени раскристаллизованного стекла, характеризующегося большей частью сферолитовым строением. Мощность даек таких пород обычно небольшая — от нескольких дециметров до нескольких метров.

Наряду с породами нормального ряда, в Приазовье значительным распространением пользуются породы щелочные и породы, занимающие промежуточное место между щелочными и щелочноземельными. Дайковые щелочные породы представлены мончикитами, камптонитами, сельвсбергитами, грорудитами, щелочными микрогранит-порфирами, т. е. как основными, так и кислыми типами пород.

Из щелочных пород наиболее распространены мончикиты и камптониты, которые, по-видимому, следует рассматривать как лампрофиры основной (р. Крынка) и щелочной (р. Кальчик) магм. Породы, описанные под этими названиями, обнаружены главным образом к востоку, за пределами кристаллического Приазовья и вдоль восточной его окраины (рр. Грузский Еланчик, Крынка). В пределах кристаллического Приазовья они встречены П. И. Лебедевым (Лучицкий и Лебедев, 1934) только по р. Кальчику. Залегают они, преимущественно в виде мало-мощных даек (1—2 м).

Породы, аналогичные камптонитам и мончикитам, встреченные В. И. Лучицким (Лучицкий и Лебедев, 1934) по р. Кальмиусу (балки Кривая, Павлова, Калмыцкая, Чернечь, близ сс. Чермалыка, Ласпи, Мервина), названы им баркевикитовыми порфирами. Состоят они преимущественно из баркевикита и авгита. Кроме того, присутствуют основной плагиоклаз, авгит, иногда оливин. В балке Чернечьей у хут. Иванова обнаружена маломощная дайка бесполовошпатовой породы, состоящей из баркевикита и авгита. Названа она В. И. Лучицким баркевикитовым авгититом. Эта порода по существу также близка к мончикитам.

К группе щелочных дайковых пород должны быть отнесены ограниченные в своем распространении грорудиты, сельвсбергиты и нефелиново-сиенитовые порфиры. В частности грорудиты (тингвайты) были обнаружены И. А. Морозевичем (19036) у Иловайских хуторов, где они образуют две дайки мощностью в 7 и 13 м. Изучались они также П. И. Лебедевым (грорудиты балки Таловой). Аналогичные породы вскрыты также р. Кальмиусом у с. Каракубы; П. И. Лебедевым они названы микрогранитовым эгириновым порфиром.

Близкими к грорудитам, но более основными, являются сельвсбергиты, обнаруженные Л. Ф. Айнберг (1933) по р. Кальчику, против с. Калинина. Залегают они здесь в виде дайки мощностью до 4 м. Состоят из щелочного полевого шпата, биотита и рудного минерала; структура микродиабазовая.

Нефелиново-сиенитовые порфиры, напоминающие собой внешне фенолиты, вскрыты р. Грузским Еланчиком в северном конце балки Грековой. Согласно описаниям И. А. Морозевича, условия залегания этой породы неясны; сама она состоит из вкрапленников ортоклаза и биотита и трахитоидной основной массы, состоящей из ортоклаза, нефелина и иголок эгирина.

К жильным породам щелочной магмы относятся также жильные микронордмаркиты р. Кальчика. Мощность жил этой породы достигает 6—7 м. Главным минералом их, по П. И. Лебедеву, являются арфведсонитового типа амфибол, неопределенный оранжевый игольчато-призматический минерал, микроклин-пертит, кварц.

Кроме щелочноземельных и щелочных, в Приазовье имеется ряд **жильных** пород, занимающих промежуточное положение между ними.

К этой группе относятся андезито-трахиты и трахиты, описанные В. И. Лучицким и ортофиры, описанные И. А. Морозевичем. Эти породы очень часто встречаются в Восточном и Среднем Приазовье. Они залегают в виде различной мощности даек по р. Кальмиусу, близ с. Чермалыка; имеется крупный штокообразный выход этих пород, обнаруженный по р. Мокрой Волновахе между сс. Стылой и Каракубой. Встречены ортофиры также близ хут. Зари (водораздел между рр. Бердой, Токмаком и Конкой и по р. Каратышу). Особенно большим развитием они пользуются в верховье р. Мокрой Конки (балки Гнилая, Вторая и Третья Голая, Драгунская), где они секут дайки диабазов, по отношению к которым являются более юными породами (балка Вторая Голая). Такая же картина наблюдается в Семеновском карьере (левый берег р. Мокрой Конки), где шток, сложенный диабазом, рассекается дайкой авгитового ортофира. По балке Драгунской ортофиры в свою очередь рассекаются дайкой кварцевого порфира.

Такого же промежуточного характера породами являются жильные образования монцонитового ряда, обнаруженные по р. Кальчику (балка Вали-Гарама, в районе с. Знаменского). Изучались они П. И. Лебедевым, отнесшим их к жильному эссекситовому габбро (состав — плагиоклаз № 38—40, оливин, роговая обманка, биотит, ортоклаз) и к жильному габбро-сиениту (состав — ромбический и моноклинный пироксен, оливин, ильменит, биотит, андезин № 30, калиевый полевой шпат). Обе эти породы относятся к породам промежуточного типа, занимающим место между габбро и сиенитами. Исходя из этого, и эссекситовое габбро П. И. Лебедева следует также назвать габбро-сиенитом.

Отмеченное петрографическое разнообразие дайковых пород Приазовья находит свое отражение и в химическом составе их. Нижеприведенные химические анализы (табл. 88) фиксируют в породах нормального ряда от ультраосновных к кислым обычное увеличение кремниевой кислоты и уменьшение окислов двухвалентных металлов. Причем все они характеризуются повышенным содержанием окиси калия.

Переходные к щелочным породы — трахиты и ортофиры характеризуются наиболее высокими содержаниями окиси калия.

Щелочные, как и следовало ожидать, отличаются повышенными содержаниями окиси натрия и в некоторых случаях также окиси калия (микронордмаркиты и сельсбергиты), что связано с высоким содержанием калиевого полевого шпата и биотита.

Камптониты и мончикиты р. Крынки, залегающие вне кристаллического массива, существенно отличаются от камптонитов и мончикитов р. Кальчика. Первые в сравнении со вторыми являются более основными породами. Отличаются они также более низким содержанием глинозема и, наоборот, более высокими содержаниями магния и кальция. Резкое различие наблюдается и в относительном содержании окислов железа, магния и кальция (молекулярных). В породах р. Кальчика относительное содержание железа намного больше. Породы р. Крынки характеризуются, кроме того, заметным содержанием фтора, что объясняется наличием в них флюорита.

По-видимому, эти породы генетически неравнозначны. Первые, вероятно, следует считать ультраосновными лампрофирами базальтовых лав, вторые скорее всего должны быть связаны со щелочным комплексом, породы которого все без исключения характеризуются более высоким содержанием железа по отношению к магнию и кальцию (молекулярное соотношение между окислами железа, магния и кальция).

Возраст жильных пород Приазовья изучен чрезвычайно слабо. В нашем распоряжении пока имеются лишь отрывочные данные (Моро-

Химические анализы дайковых пород Приазовья (в весовых %)

№ анализ Состав	№ анализ																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	44,17	47,54	53,04	49,80	63,57	66,05	62,02	80,66	59,63	67,02	51,77	53,11	67,04	74,15	57,18	39,28	46,15	38,74	45,36
TiO ₂	2,83	1,16	0,87	2,05	0,30	0,06	—	0,66	0,28	0,60	0,88	1,63	0,72	1,08	0,28	0,62	2,60	0,73	2,28
Al ₂ O ₃	11,24	17,12	13,59	14,51	13,66	15,86	15,15	7,18	18,35	16,85	20,63	14,60	12,56	2,67	19,89	13,04	15,01	12,47	15,82
Fe ₂ O ₃	9,97	3,46	3,30	5,40	3,90	1,75	2,08	4,26	4,59	1,97	4,23	5,15	1,39	11,96	3,74	7,83	4,16	7,97	9,09
FeO	6,22	8,76	7,76	7,75	2,58	1,67	1,96	0,59	1,03	0,54	3,82	6,10	6,17	1,37	4,32	5,72	8,09	5,54	8,04
MnO	—	0,16	0,15	0,22	0,08	0,03	—	0,06	0,18	—	0,08	0,11	0,11	0,12	0,14	0,05	0,27	0,05	0,19
MgO	6,55	6,66	6,54	5,16	2,90	1,85	3,15	0,14	1,08	0,92	3,26	3,71	0,38	0,79	0,63	9,88	5,15	9,32	3,80
CaO	10,77	10,85	9,08	6,43	6,80	4,10	5,52	0,41	2,01	1,00	7,87	7,53	2,17	0,38	0,64	10,88	8,01	11,71	2,70
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	0,16	0,05	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3,04	2,14	2,56	3,58	1,71	4,36	3,18	0,18	4,85	2,80	5,37	4,28	3,05	2,86	5,44	3,72	4,40	2,65	3,46
K ₂ O	1,97	0,68	1,37	2,11	3,08	1,71	1,66	5,09	5,29	6,94	1,07	0,74	5,04	3,92	4,72	1,39	2,26	1,88	0,50
P ₂ O ₅	—	0,13	0,21	—	0,05	—	—	—	—	0,16	0,37	—	0,19	—	—	1,16	0,70	0,88	1,60
SO ₃	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,57	—	0,36	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,71	0,52	2,23	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,02	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73	—	0,68	—
H ₂ O+ H ₂ O- }	2,31	0,12	0,25	2,66	0,89	2,24	4,57	—	—	1,84	1,17	1,34	1,29	—	1,94 0,67	4,25	1,68	5,03	5,72 1,46
П. п. п.	—	1,76	1,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90	—	—
Сумма	99,07	100,54	99,92	99,67	99,54	99,68	99,29	99,23	97,29	100,64	100,52	98,40	100,24	99,30	99,59	100,54	100,06	100,31	100,02
Соотно- шение FeO	37,45	32,1	31,8	42,5	30,6	27,4	23,1	86,3	54,4	43,7	32,42	39,89	68,18	86,73	80,5	20,3	38,3	28,69	61,7
MgO	28,62	31,3	34,0	30,4	25,9	28,1	34,1	4,1	19,5	31,0	24,77	24,47	5,84	10,20	11,3	56,8	29,0	37,44	25,4
CaO	33,92	36,6	34,2	27,1	43,5	44,5	42,8	9,6	26,1	25,3	42,81	35,64	25,97	3,06	8,2	22,9	32,7	33,87	12,9

1—авгититы, р. Мокрая Волноваха (И. А. Морозевич); 2—диабазы, верховье р. Обиточной (И. С. Усенко); 3—диабазы, р. Камышеватая (И. С. Усенко); 4—диабазы крупнозернистые, Приазовье, с. Мервин (В. И. Лучицкий); 5—порфириды диоритовые, балка Грузская, приток р. Берды (В. Г. Кривенко); 6—палеоандезиты, р. Аюта, Каменная балка (В. И. Лучицкий); 7—роговообманковые андезиты, балка Дубовая (И. А. Морозевич); 8—кварцевые порфиры, бассейн р. Кальмиуса (В. И. Соколов); 9—палеотрахиты, бассейн р. Кальмиуса (В. И. Соколов); 10—кварцевые ортофиры, Сивая Могила, окрестности хут. Зари (В. Г. Кривенко); 11—жильное эссекитовое габбро, р. Кальмиус, балка Вали-Тарама (П. И. Лебедев); 12—жильные габбро-сиениты, р. Кальмиус, балка Вали-Тарама (П. И. Лебедев); 13—жильные микронордмаркиты, р. Кальчик (П. И. Лебедев); 14—тингуаиты (гродунит), бассейн р. Кальмиуса (В. И. Соколов); 15—сельвсбергиты, Приазовье (Л. Ф. Айнберг); 16—плотные мончикиты без видимых вкрапленников, р. Крынка (И. А. Морозевич); 17—мончикиты, р. Кальчик, балка Вали-Тарама (П. И. Лебедев); 18—камptonиты, р. Крынка (В. И. Лучицкий); 19—камptonиты, р. Кальчик (П. И. Лебедев)

зевич, 19036; Мефферт, 1918; Лучицкий и Лебедев, 1934; Усенко, 19406), позволяющие в некоторых пределах определить возраст не всех пород, а лишь части их.

Самыми древними жильными образованиями (описаны в разделе ультрабазиты и метабазиты) являются ультраосновные их представители — амфиболизированные перидотиты, залегающие в виде интрузивной залежи среди наиболее древних парагнейсов по р. Берде, в урочище Голубые Скалы (между сс. Осипенко и Родионовка) и горнблендиты (точнее продукт метаморфизации пироксенита), обнаруженные в виде маломощной дайки в ксенолите парагнейса, зажатом среди роговообманковых мигматитов (гибридных гранодиоритов). Эти жильные образования, вероятно, должны быть отнесены к нижнему архею.

Возраст остальных жильных образований не совсем ясен. Однако, несмотря на это, для части этих пород нижняя возрастная граница может быть в некотором интервале определена вполне обоснованно. Между диабазами, содержащими титанистый авгит (р. Кальмиус), базальтами, пикритовыми базальтами и лимбургитами выявляется совершенно определенная генетическая связь, подтверждающаяся общностью минералогического состава — все они содержат титан-авгит.

Базальтовые породы р. Мокрой Волновахи в районе с. Николаевки прорывают отложения верхнего девона (D_3^a). В этом же районе (ниже с. Николаевки) покровы базальтовых пород перекрыты более юными девонскими (D_3^b) туфогенными кластолитами.

Андезиты по рр. Мокрой и Сухой Волновахам прорывают нижний карбон; по рр. Большому Несветаю, Малому Несветаю, Аюте они секут средний карбон. Следовательно, можно считать, что андезиты и другие связанные с ними породы образовались не раньше верхнего карбона. К этому возрасту, по-видимому, относятся также мончикиты и камптониты р. Крынки, тоже секущие средний карбон.

Таким образом, можно считать, что образование палеозойских дайковых пород шло не менее, чем в две фазы. Первая из них по возрасту отвечает верхнему девону, вторая является последевонской — возможно верхнекарбоновой. Возраст второй фазы ввиду отсутствия достаточных фактических материалов более точно определить нельзя.

Что же касается жильных пород р. Кальчика, частью р. Кальмиуса, генетически связанных с щелочным магматическим комплексом, а именно мончикитов, камптонитов, грорудитов, жильных микронордмаркитов, жильных нефелиново-сиенитовых порфиров, то возраст их прямым путем, ввиду отсутствия фактического материала, не может быть определен. Однако сопоставление с данными других районов развития щелочных пород, а именно средней (р. Гнилой Ташлык) и северо-западной частями массива, где они, несомненно, связаны с коростенским магматическим комплексом, дает основание отнести и приазовские щелочные породы к коростенскому комплексу. Вероятно, некоторая часть ортофиоров должна быть отнесена к этой же возрастной группе пород.

Неясным остается возраст некоторых диабазов, который, несомненно, различен. Часть диабазовых даек (свежие с титан-авгитом), по-видимому, является теми каналами, по которым шло излияние базальтовых лав рр. Мокрой Волновахи и Кальмиуса и представляет с ними одну возрастную группу, прорывающую верхний девон.

Другая часть диабазов — более измененная (амфиболизированная), вероятно, имеет более древний возраст. Такие диабазы, в частности,

обнаружены по р. Лозоватке, где они секут наиболее древние серые мигматиты. Эти дайковые породы, быть может, являются комагматитом кировоградского магматического комплекса.

Жильные породы средней части кристаллического массива представлены главным образом диабазами. Реже наблюдаются жильные образования беербахитов, микрогранитов, адамеллитов и других кислых пород. Щелочные породы встречены только по р. Гнилому Ташлыку (приток р. Тясмина) в виде дайки эгиринового сиенита.

В средней части Украинского кристаллического массива дайковые породы сконцентрированы по р. Базавлуку; здесь обнаружено свыше 60 даек. Значительное количество их вскрыто рр. Саксаганью и Ингульцом. Меньшим распространением они пользуются по рр. Днепру и Мокрой Суры. Мощность даек колеблется в значительных пределах от нескольких дециметров до 50 м. Протяженность их нередко измеряется километрами. Простираение даек различное, в большинстве случаев субмеридиональное, довольно частым является также субширотное простираение, остальные направления встречаются реже. Падение даек во всех случаях близкое к вертикальному.

Основные дайковые породы — диабазы — по минералогическому составу могут быть разделены на оливиновые, пироксеновые и амфиболизированные (эпидиабазы). Среди них выделяются как более кислые разновидности диабазо-порфириты, занимающие по кислотности промежуточное место между диабазами и порфиритами, так и более основные, приближающиеся к ультраосновным породам, пикрит-диабазы. Среди основных жильных пород нередко наблюдаются также беербахиты.

Оливиновые диабазы встречаются сравнительно редко. Дайки оливиновых диабазов обнаружены в правом склоне р. Базавлука, ниже примерно на 1,5 км пос. Буденновского, где они секут мигматиты; обнаружены они также в левом склоне р. Саксагани, выше балки Глееватой (секут мигматизированные плагиоклазовые граниты), а кроме того, по р. Ингульцу у железнодорожного моста и ниже. Здесь они пересекают в субширотном направлении криворожскую формацию пород. Оливиновые диабазы, названные базальтами, обнаружены Л. Г. Ткачуком (1950) также в пределах Ингуло-Ингулецкого водораздела (балка Бережинка) и по р. Ингульцу в окрестностях с. Марьяновки, где Ю. И. Половинкиной (1928) они названы базальтами. Мощность даек оливиновых диабазов колеблется в пределах 1—10 м; простираение главным образом субширотное. Состав их такой же, как и пироксеновых, от которых они отличаются только наличием оливина. Для оливиновых диабазов иногда характерно присутствие пижонитового пироксена.

Пироксеновые диабазы пользуются несколько большим развитием, чем оливиновые, но все-таки значительно меньшим, чем амфиболизированные. Пироксеновые диабазы обнаружены по р. Базавлуку в балке Орловой, ниже хут. Павлополье. Пять даек вскрыты в нижней части р. Базавлука, на участке между пос. Буденновским и балкой Бакулин Брод. Встречены они также в средней части р. Базавлука. Такого характера пироксеновые диабазы вскрыты долиной р. Мокрой Суры и р. Днепром.

Главными составными частями пироксеновых диабазов являются пироксены, представленные авгитом, в некоторых случаях пижонитом (2θ от $+36$ до $+40^\circ$), основной плагиоклаз № 56—68. Изредка в пироксеновых диабазах (р. Мокрая Сура, р. Базавлук между балками Криничеватой и Бакулиным Бродом) в виде существенной примеси присутствует ортоклаз в проращении с кварцем.

Наибольшим развитием среди основных дайковых пород пользуются амфиболизированные диабазы. Эта разновидность обнаружена по рр. Саксагани, Ингульцу, Базавлуку, Соленой, Каменке, Чертомлыку, Мокрой Суре, Днепру. Наблюдаются они среди пород различного комплекса. По р. Саксагани они секут мигматизированные плагиоклазовые граниты и мигматиты, по р. Ингульцу — розовые полимигматиты, по р. Базавлуку — главным образом мигматиты, по р. Каменке (правый приток р. Базавлука) — токовские граниты.

Главной составной частью этих диабазов является вторичная (образовавшаяся по пироксену), большей частью широкотаблитчатая обыкновенная зеленая роговая обманка и основной плагиоклаз, в общем отвечающий лабрадору. Второстепенные минералы представлены магнетитом, пиритом, ильменитом, который иногда полностью замещен титанитом; обычно в ограниченном количестве присутствует апатит и то или иное количество вторичных минералов, представленных хлоритом, биотитом, карбонатом, альбитом и другими. Некоторые амфиболизированные дайковые породы с диабазовой структурой по составу более кислые, чем диабазы; плагиоклаз у них более кислый — лабрадор-андезин; количественно он преобладает над роговой обманкой. По минералогическому и химическому составу эти дайковые породы отвечают диабазо-порфиритам (аналоги андезито-базальтов). Такие породы, в частности, обнаружены по р. Базавлуку, выше с. Шолохово; имеются они и в других местах.

Наряду с более кислыми представителями диабазовых пород, наблюдаются также и более основные, отвечающие по составу породам, занимающим промежуточное место между пикритами и диабазами. Эти породы могут быть названы пикрито-диабазами (р. Базавлук близ ст. Лошкаревка); ранее эта порода была ошибочно отнесена к пикритовым порфиритам (Усенко, 1948).

Из основных дайковых пород следует также отметить жильные образования беербахитов, встреченные по р. Вильшанке в парагенезисе с кварцевыми монцонитами, которые в свою очередь генетически тесно связаны с габбро.

Кислые разновидности жильных пород представлены мелкозернистыми адамеллитами, обнаруженными в плагиоклазовом граните по р. Саксагани и на участке между хут. Оболоновкой и КРЭС и выше в виде полого падающих жил мощностью до 0,5 м. Жильные адамеллиты по составу мало чем отличаются от плагиоклазовых гранитов. Эти породы состоят из кислого плагиоклаза, биотита и кварца; из второстепенных присутствует ортоклаз, апатит, циркон и рудный минерал.

Щелочные дайковые породы, как уже отмечалось, обнаружены лишь по р. Гнилому Ташлыку ниже с. Терновки, где они образуют дайку мелкозернистого эгиринового сиенита мощностью в несколько метров. Эгириновые сиениты, согласно исследованию Л. Г. Ткачука (1940б), залегают среди кварцевых монцонитов и непосредственно связаны с рапакиви. Состоят они из ортоклаз-пертита, микроклин-пертита, альбита, эгирина (около 4%) и титанита.

Химический состав жильных пород средней части Украинского кристаллического массива, как это явствует из табл. 89 находится в полном согласии с выделенными минералогическими разновидностями. Наиболее основной породой является диабазовая порода, обнаруженная по р. Базавлуку, близ ст. Лошкаревка. Эта порода по кислотности занимает промежуточное место между диабазами и пикритами и может быть названа пикритовым диабазом. Для нее характерно высокое содержание окиси магния и низкое — глинозема.

Среди диабазов химические анализы фиксируют отклонение некоторых разновидностей в сторону средних пород. Такими разновидностями являются диабазо-порфириты р. Базавлука (анализы № 20 и 21).

Из описанной группы пород петрохимически выделяются диабазы рр. Базавлука (анализ № 7) и Мокрой Суры (анализ № 11), содержащие ортоклаз в виде пегматитового прорастания с кварцем. Эти обе разновидности, как показывает приведенное соотношение между молекулярными содержаниями FeO , MgO и CaO , характеризуются относительно более высоким содержанием окиси железа.

Характерная особенность по соотношению этих же окислов устанавливается для оливиновых диабазов рр. Саксагани и Ингульца, секущих криворожскую формацию пород. Это соотношение совпадает с таким же для габбро-диабазов осницкого комплекса.

Отмеченное обстоятельство дает основание указанные оливиновые диабазы генетически связывать с токовско-днепровским магматическим комплексом, который параллелизуется в стратиграфической схеме Н. П. Семененко (1951) с осницким.

Заслуживает быть отмеченной также группа диабазов (базальты по Л. Г. Ткачуку, 1950) Ингуло-Ингулецкого водораздела (анализы № 18, 19) и волынит с. Смелянки, характеризующиеся резким преобладанием железа по отношению к магнию и кальцию (в молекулярных соотношениях окислов). Они же характеризуются и повышенным содержанием окиси калия, что роднит их с породами коростенского магматического комплекса, куда их и следует отнести.

Большинство амфиболизированных диабазов, по-видимому, является самыми древними породами. Эти разновидности в ряде случаев секутся тончайшими жилочками (1—2 мм) аплитового состава. Возможно, что именно эту часть диабазов следует относить по времени образования к кировоградскому комплексу пород и генетически их связывать с амфиболитами рр. Саксагани, Базавлука, Мокрой Суры и др. Эта группа пород обособленного петрохимического облика не имеет. Петрохимически она близка к оливиновым диабазам рр. Саксагани и Ингульца, хотя некоторые из ее разновидностей дают и значительные отклонения, характеризуясь то повышенным, то, наоборот, пониженным содержанием железа.

Жильные породы северо-западной части Украинского кристаллического массива в сравнении с породами средней части характеризуются большим разнообразием состава и структуры (табл. 90).

Жильные породы этой части массива сосредоточены главным образом в Житомирской области — Коростенском, Емельчинском, Городницком административных районах и частью в Олевском—Волынском, расположенном к северу от них, а также в Володарск-Волынском, примыкающем к Емельчинскому с юго-востока. Выходы жильных пород этих районов территориально связаны с коростенским магматическим комплексом. Значительным развитием жильные породы пользуются также в районе г. Рокитно (Ровенская область), находящемся на северо-западной окраине кристаллического массива. Эта группа выходов территориально связана с осницким магматическим комплексом.

Жильные породы районов Житомирской области залегают преимущественно в виде даек большей частью северо-западного, реже субмеридионального простирания; мощность их колеблется от 0,5 до 15 м. Допускавшаяся некоторыми исследователями лакколитообразная форма залегания этих пород исключается. Эти образования должны быть отнесены к поверхностным формам залегания — куполам, с которыми генетически связаны дайковые породы, или к гипабиссальным штокам.

Химический состав жильных пород средней части

№ анализа Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	SiO ₂	45.36	47.74	48.55	48.60	49.60	50.03	51.30	50.00	46.80	52.24
TiO ₂	0.41	0.86	0.13	0.79	0.67	0.57	0.92	0.92	1.67	0.93	
Al ₂ O ₃	11.10	16.11	13.04	14.82	17.80	15.37	12.78	12.34	12.03	14.56	
Fe ₂ O ₃	0.40	2.56	6.07	3.06	3.51	1.86	4.58	2.81	4.83	0.51	
FeO	10.80	9.94	8.92	8.02	7.16	8.84	10.02	10.94	14.16	8.80	
MnO	0.19	0.11	0.07	0.19	0.14	0.38	0.18	0.19	0.17	0.26	
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	16.00	7.78	7.73	9.42	8.50	7.02	4.88	7.97	5.25	8.62	
CaO	7.70	10.06	10.22	9.84	9.10	10.79	8.38	10.80	7.70	9.48	
Na ₂ O	2.70	2.22	3.37	2.48	1.60	3.92	2.56	1.83	2.70	2.83	
K ₂ O	0.34	0.49	0.75	1.02	1.16	0.33	1.24	0.82	1.40	1.22	
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O+	4.48	1.80	0.79	1.60	—	1.80	3.10	1.38	3.30	0.44	
H ₂ O-	0.36	0.32	—	0.33	0.22	0.10	0.13	0.13	0.41	0.46	
П.п.п.	—	—	—	—	1.20	—	—	—	—	—	
P ₂ O ₅	—	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99.84	99.99	99.77	100.17	100.66	101.01	100.07	100.13	100.42	100.35	
Процентное соотношение молекулярных количеств	FeO	23.0	31.49	34.9	27.1	28.1	29.2	42.5	21.2	49.2	25.63
	MgO	57.2	35.54	33.3	41.6	40.7	33.6	25.7	39.8	24.7	41.55
	CaO	19.8	32.97	31.8	31.3	31.27	37.2	31.8	39.0	26.1	32.81

1—пикрит-диабазы, р. Базавлук, левый берег, карьер против ст. Лошкаревка новой и Соколовой (И. С. Усенко); 3—оливиновые диабазы, левый склон р. Ингуль влук (И. С. Усенко); 5—пироксеновые диабазы, р. Базавлук (И. С. Усенко); 6—пирозом, р. Базавлук (И. С. Усенко); 8—роговообманковые диабазы, р. Базавлук (И. С. Усенко); 11—пироксено (И. С. Усенко); 12—роговообманковые диабазы, левый склон р. Ингульца, ниже плотины против с. Ероховки (И. С. Усенко); 14—роговообманковые диабазы левый склон базы, между сс. Бородаевкой и Тарасовкой (П. Г. Вербицкий); 16—базальты, р. Ингуль (Л. Г. Ткачук); 18—базальты, р. Каменка, устье балки Бережинки (Л. Г. Ткачук); 21—диабазо-порфириты, р. Базавлук (И. С. Усенко); 21—роговообманковые диабазы, адамеллиты, р. Саксагань ниже хут. Оболоновки (И. С. Усенко).

Таблица 89

Украинского кристаллического массива (в весовых %)

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
54.10	51.40	50.06	47.92	48.12	47.40	46.20	47.02	45.10	54.62	54.2	55.79	68.48
0.88	0.60	0.56	2.23	0.78	0.94	0.98	2.92	3.59	0.63	0.67	—	0.41
19.20	13.84	15.09	11.61	17.70	16.74	17.21	15.37	12.65	14.13	11.22	14.64	16.03
0.08	0.76	2.26	4.80	4.00	0.79	1.18	4.06	6.43	2.30	5.44	3.65	1.85
7.44	10.58	8.11	15.12	8.62	11.21	11.21	12.21	11.50	9.04	7.88	9.51	2.53
0.31	0.24	0.37	0.26	0.72	0.20	0.20	0.22	0.28	—	0.14	—	0.03
—	—	—	—	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—
5.79	6.04	7.46	4.70	7.78	5.12	5.06	4.05	3.98	5.21	7.78	1.55	1.23
8.61	10.87	10.79	8.12	7.74	9.54	9.47	6.07	8.08	10.50	7.50	4.85	3.56
2.45	3.98	3.84	2.87	2.70	3.54	3.59	3.60	3.39	2.20	2.45	3.41	2.87
1.01	0.99	0.09	0.23	1.51	1.59	1.68	2.52	1.21	1.16	0.87	3.16	3.05
—	—	—	—	—	0.06	0.99	0.13	0.99	—	—	—	—
0.24	—	1.30	1.90	—	3.06	3.17	2.00	2.68	0.30	1.82	—	0.52
0.36	—	0.12	0.30	0.08	0.34	0.36	0.36	1.30	0.13	0.23	2.53	0.10
—	2.18	—	—	0.26	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100.47	101.48	100.05	100.06	100.01	100.53	101.30	100.53	101.18	100.22	100.20	99.09	100.66
42.0	31.81	27.9	51.2	35.3	36.4	37.0	52.0	50.2	32.6	26.5	58.94	38.00
27.6	29.62	35.3	21.9	37.8	27.3	26.8	23.1	20.2	27.5	43.5	12.58	20.00
30.4	38.57	36.8	26.9	26.9	36.3	36.2	24.9	29.6	39.9	30.0	28.48	42.00

(И. С. Усенко); 2—оливиновые диабазы, левый склон р. Саксагани, между сс. Оболоца, ниже ж.-д. моста (В. Е. Тарасенко); 4—пироксеновые диабазы с оливином, р. Базаксеновые диабазы, балка Орлова (И. С. Усенко); 7—пироксеновые диабазы с ортоклакко); 9—роговообманковые диабазы, р. Чертомлык (И. С. Усенко); 10—пироксеновые вые диабазы, р. Мокрая Сура, левый склон, возле ст. Сурской, гранитный карьер тны (И. С. Усенко); 13—роговообманковые диабазы, правый склон р. Базавлука, р. Базавлука, ст. Лошкаревка, у колхозного сада (И. С. Усенко); 15—кварцевые диагулец, с. Ново-Петровка (Л. Г. Ткачук); 17—базальты, выше с. Христофоровки 19—базальты, р. Верблюжка, ниже с. Малиновки (Л. Г. Ткачук); 20—пироксеновые с. Соленое (И. С. Усенко); 22—вольтиниты, с. Смелянка (Л. Г. Ткачук); 23—жильные:

Дайковые породы описываемого района представлены как кислыми разностями — микрогранитами, кварцевыми порфирами, так и основными — диабазами, диабазо-порфиритами (вольтинитами). Значительным развитием среди них пользуются также средние породы — порфириты и ортофиры.

Большинство жильных пород связано со щелочноземельной магмой. Разновидности, уклоняющиеся от них в сторону щелочных пород, — ортофиры — пользуются сравнительно небольшим распространением.

Среди жильных пород северо-западной части кристаллического массива наибольшим развитием пользуются диабазы. Обнаружены они в окрестностях сс. Анжелика, Яблонец, Рудня Ивановская, г. Коростышев. Эти породы обычно характеризуются типичной офитовой структурой и состоят из моноклинного пироксена — большей частью авгита, реже пижонита с углом 2ψ , равным $+48^\circ$, и основного плагиоклаза (Чирвинский, 1928); иногда они содержат заметное количество вторичного амфибола. В состав некоторых разновидностей входит оливин (Рудня Ивановская). Изредка среди диабазов наблюдаются полностью амфиболизированные разновидности; в частности, дайки такой породы встречены по р. Тетереву между Козиевкой и Коростышевом.

Большим развитием пользуются также своеобразные породы, названные Г. Оссовским (1871) вольтинитами. Вольтиниты содержат крупные вкрапленники плагиоклаза и этим внешне отличаются от других пород. По кислотности они занимают промежуточное положение между основными и средними породами, в связи с чем и были отнесены В. Н. Чирвинским (1928) к диабазо-порфиритам (палеотипным аналогам андезитобазальтов). Породы этой группы встречены в ряде пунктов: Овруч, Ушомир, Глумча, Бобрица, Симаковка, Сушки, Михайловка, Васьковичи, Межиричка, Пугачевка, Яблонец и других местах. Состоят они из авгита и плагиоклаза (№ 40—53); обычно присутствует небольшое количество оливина и ортоклаза, приближающего их к монцонитам. Близким к этим породам являются вулканические стекла, обнаруженные в виде даек в окрестностях сс. Сухой Воли, Бондаревки. Содержание кремнекислоты достигает в них 56—68%.

Порфириты в своем распространении ограничены. Встречены они в окрестностях сс. Ставки и Бараши. Главными составными частями их являются олигоклаз-андезин и в той или иной степени разложенный авгит.

Значительным сравнительно распространением пользуются ортофиры, выступающие среди гранитов в районе сс. Чмеля, Сухой Воли, Степановки, Радовеля, Крука и др. Эти породы сложены ортоклазом, плагиоклазом, обыкновенной зеленой роговой обманкой, биотитом. В зависимости от преобладания того или иного минерала одни из них могут быть отнесены к роговообманковым разновидностям (с. Крук), другие к биотитовым (с. Чмель). Структура большей частью трахитовая, флюидальная.

Наиболее кислыми представителями дайковых пород описываемого района являются кварцевые порфиры и микрограниты. Кварцевые порфиры встречены во многих местах Олевского района. В частности, они обнаружены в окрестностях г. Овруча, сс. Баскаки, Човново, Лиски, Збранки, Тепеница, Колцки, Покащева, Чмеля, Рудни-Каменки и в других местах. Состав кварцевых порфиров довольно однообразен. Главными составными частями их являются ортоклаз, кварц и биотит. Иногда в заметном количестве присутствует амфибол. Структура этих пород большей частью микрогранитовая, реже фельзитовая. Микрограниты

сравнительно редки. Обнаружены они в районе сс. Чмеля, Горбово; состоят из микроклина, ортоклаза, частью плагиоклаза, идиоморфного кварца, биотита; второстепенные минералы представлены магнетитом, цирконом, гранатом; в некоторых разновидностях существенную роль играет также роговая обманка (Горбово). Сюда же относятся и гранофиры из окрестностей с. Крапивны, описанные В. Е. Тарасенко (1903).

Породы района г. Рокитно, описанные Л. Г. Ткачуком (1948), существенно отличаются от пород Житомирской области. Залегают они главным образом среди осницких гранитов, в которых образуют дайки север-северо-западного простирания, изредка восток-северо-восточного (дайка в Брониславском массиве осницкого гранита). Мощность даек колеблется в весьма широких пределах: 1—100 м.

Жильные породы района г. Рокитно представлены габбро-диабазами, частью амфиболовыми диабазами, менее распространенными являются кварцевые порфириты и кварцевые порфиры.

Габбро-диабазы обнаружены в окрестностях сс. Мушне, Сновидовичи, Марина, Томашгорода, Осницка, Масевичи, Карпиловки, Млынка, Борового, Анатолина, Александровки, Поташни, Мочулянки и др. В качестве главных составных частей в них выступают плагиоклазы (№ 60—80) и пироксены; иногда значительную примесь (до 8%) составляет оливин (с. Поташня). Обычно присутствует в небольшом количестве (1—2%) роговая обманка, биотит; акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом.

Амфиболизированные диабазы обнаружены в немногих местах — в окрестностях сс. Пром, Сосновое, Губково (р. Случь), Виры и хут. Гранкова (правый берег р. Осницы). Выступают они большей частью в виде жил незначительной мощности (0,3—3 м); простирание жил преимущественно северо-восточное, падение юго-восточное или восточное под углом до 80°. В виде главных составных частей в амфиболовых диабазах присутствуют плагиоклаз № 60—75 и обыкновенная зеленая роговая обманка. В небольшом количестве обычно содержится моноклинный пироксен, оливин (Губков, Виры), биотит; акцессорные минералы те же, что и в габбро-диабазях.

Наименее распространены кварцевые порфириты и кварцевые порфиры. Первые обнаружены лишь на правом берегу р. Бобра у дороги из Козярника на хут. Пыпло, вторые — у с. Боровина.

Главными составными частями кварцевых порфиритов является плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, кварц, биотит; калиевый полевой шпат количественно подчинен плагиоклазу. Кварцевые порфиры от кварцевых порфиритов минералогически отличаются большим содержанием калиевого полевого шпата (плагиоклаз количественно играет меньшую роль), кварца и биотита; роговая обманка отсутствует.

Петрохимические особенности жильных пород северо-западной части Украинского кристаллического массива выделяются довольно четко. Эти особенности позволяют их разделить на две резко отличающиеся группы, выделенные в свое время еще Л. Г. Ткачуком (1948).

Жильные породы Житомирской области, связанные территориально с породами коростенского магматического комплекса, в целом характеризуются более высоким содержанием железа по отношению к магнию и кальцию (в молекулярных количествах), чем породы района г. Рокитно, залегающие среди осницких гранитов. Как это видно из нижеприведенных анализов, в габбро-диабазях, залегающих среди осницких гранитов, молекулярные соотношения между окислами железа, магния

и кальция равны примерно 1:1:1, в то время как породы, связанные территориально с коростенским магматическим комплексом, характеризуются резким возрастанием роли железа. Такая же возрастающая роль железа по отношению к магнию и кальцию явно прослеживается при переходе от основных пород к кислым. Следует также отметить, что основные породы Житомирской области, в отличие от габбро-диабазов района г. Рокитно, характеризуются в общем и большими содержаниями окиси калия.

Все это дало основание ряду исследователей (Чирвинский, 1928; Ткачук, 1948; Личак, 1952), генетически связывать их с породами коростенского магматического комплекса, характеризующегося такими же петрохимическими особенностями. Аналогичный анализ жильных пород района г. Рокитно позволил Л. Г. Ткачуку (1948) отнести их к породам осницкого магматического комплекса.

Таким образом, на данном этапе изучения жильных пород Украинского кристаллического массива уже можно сделать вывод, что они по времени образования различны и по возрасту могут быть разделены на пять или шесть групп.

Первая, самая древняя группа связана с наиболее ранним магматическим комплексом пород, а именно звенигородско-кременчугским. К этой группе относятся интрузивные залежи и дайки, прорывающие только нижнеархейский метаморфический осадочный комплекс, представленный различными парагнейсами (рр. Берда и Ю. Буг).

За ними следуют дайковые породы ингулеcko-кировоградского магматического комплекса. Эта возрастная группа пород ввиду отсутствия достаточного фактического материала является наименее обоснованной. К ней предположительно отнесены роговообманковые диабазы р. Базавлука (частью диабазы Среднего Приазовья по рр. Каратыш, Лозоватка), рассеченные тончайшими жилочками аплитового состава, для которых допускается одновременность образования с породами токовско-осницкого магматического комплекса. Если это предположение верно, тогда есть основание эти амфиболитизированные диабазы генетически связывать с метабазами (амфиболитами) рр. Саксагани, Ингульца, Базавлука, Соленой, Чертомлыка и др.

Более четко выделяется следующая возрастная группа дайковых пород, связанная с токовско-осницким магматическим комплексом. В эту группу входят габбро-диабазы района г. Рокитно и оливиновые диабазы, секущие криворожскую формацию пород, характеризующиеся соотношением между молекулярными количествами окислов железа, магния и кальция 1:1:1.

Четвертая возрастная группа пород также выделяется довольно четко. В эту группу объединены дайковые породы, связанные с коростенским магматическим комплексом. Они, как и весь этот комплекс, характеризуются повышенным содержанием окислов железа и кальция. Сюда относятся дайковые породы центра северо-западной части массива, встреченные в ряде пунктов (Коростень, Емельчино, Городница, Олевск, Володарск), породы с. Смелянки, некоторые породы Ингуло-Ингулецкого водораздела, описанные Л. Г. Ткачуком (1950).

К этой же возрастной группе, вероятно, следует отнести также щелочные дайковые породы Приазовья, генетически связанные с Приазовским щелочным массивом, одновозрастным с коростенским магматическим комплексом; жильные эгириновые сиениты р. Гнилого Ташлыка (средняя часть массива) относятся также к этой группе.

Химические анализы жильных пород северо-западной части Украинского кристаллического массива (в весовых %)

№ анализа Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
	SiO ₂	49,74	47,17	52,67	50,85	53,10	54,46	50,46	59,67	64,05	75,91	70,54	70,60	72,03	72,95	50,20	48,40	48,10	68,10	75,14
TiO ₂	—	1,75	3,46	2,28	1,71	3,09	2,22	0,89	—	—	—	0,33	0,30	0,03	1,02	1,23	0,61	0,56	0,12	
Al ₂ O ₃	14,88	15,04	13,00	16,58	11,52	15,14	16,60	18,84	16,06	16,42	17,05	14,70	14,09	13,84	14,98	16,40	12,20	13,78	12,75	
Fe ₂ O ₃	3,08	5,41	5,13	5,02	6,22	3,40	0,96	7,76	2,43	2,87	0,17	0,59	1,40	0,63	0,25	0,56	2,01	1,05	1,10	
FeO	10,55	11,00	11,25	8,30	9,14	8,25	11,18	0,73	5,72	0,20	1,73	2,89	1,79	1,71	11,03	10,39	8,72	5,94	1,12	
MnO	—	0,14	—	0,10	0,10	—	0,18	—	—	—	—	—	—	0,03	0,19	0,24	0,18	0,10	0,06	
MgO	5,73	5,10	1,25	0,10	3,62	2,04	4,25	1,80	0,34	2,26	0,33	0,33	0,67	0,15	7,96	6,77	12,67	1,33	0,48	
CaO	9,62	7,89	6,25	7,35	6,20	5,34	6,31	4,75	3,15	сл.	0,90	1,10	0,70	0,79	9,90	11,09	10,40	3,11	0,48	
Na ₂ O	2,56	2,39	4,35	2,87	4,13	4,36	3,66	3,22	2,64	1,23	5,62	2,93	2,68	3,80	3,44	2,38	1,77	3,39	3,28	
K ₂ O	1,34	2,35	2,32	5,17	2,40	2,12	1,91	1,24	4,63	0,81	3,56	5,34	5,99	5,25	0,21	0,80	0,72	1,63	4,79	
P ₂ O ₅	—	1,22	—	—	0,65	—	0,68	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,046	0,13	
SO ₃	—	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,09	0,54	0,13	0,07	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—	
H ₂ O ⁺	3,10	0,06	—	—	1,20	—	1,68	0,81	—	—	0,92	0,90	—	0,50	0,99	1,14	1,77	0,71	0,57	
H ₂ O ⁻	—	0,13	0,60	—	0,06	1,10	0,24	—	0,55	—	—	0,35	0,22	0,12	0,23	0,16	0,20	0,18	0,08	
Сумма	100,60	100,27	100,28	98,62	100,05	99,30	100,33	99,71	99,57	99,70	100,82	100,06	99,87	99,80	100,57	99,85	99,89	100,06	100,17	
Соотноше- ние	FeO	37,2	45,3	60,8	57,3	52,0	51,8	44,0	45,4	63,4	55,7	53,1	64,0	59,8	64,0	29,7	29,9	23,1	57,2	58,8
	MgO	28,4	25,9	8,5	0,9	21,4	16,6	27,1	18,9	4,0	44,3	14,3	9,3	22,2	8,0	37,1	32,2	48,4	17,6	23,6
	CaO	34,4	28,8	30,7	41,8	26,6	31,6	28,9	35,7	32,6	0,0	32,6	26,7	18,0	28,0	33,2	37,9	28,5	30,2	17,6

1—диабазы, Восточная Волянь, с. Слободка (М. И. Ожегова); 2—оливиновые диабазы, с. Рудня Ивановская (Г. М. Коровниченко); 3—диабазы, с. Анжелика (В. Н. Чирвинский); 4—габбро-сиенитовые порфиры, с. Пугачевка (М. И. Ожегова); 5—габбро-сиенитовые порфиры, с. Васьковичи (Н. Т. Вадимов, В. И. Шунько); 6—вольтиниты, урочище Ужова Гора (В. Н. Чирвинский); 7—вольтиниты, с. Михайловка (В. И. Лучицкий, М. И. Ожегова); 8—порфириты, Восточная Волянь, с. Горбово (В. И. Лучицкий); 9—ортофиры, с. Крук (В. Н. Чирвинский); 10—кварцевые порфиры, с. Збранок, долина Ров (В. И. Лучицкий, М. И. Ожегова); 11—кварцевые порфиры, Восточная Волянь, с. Просека (И. А. Морозевич); 12—биотит-амфиболовые гранит-порфиры, с. Долгие Поля (Н. Т. Вадимов, В. И. Шунько); 13—биотит-амфиболовые гранит-порфиры, с. Горбово (В. И. Лучицкий, М. И. Ожегова); 14—фельзиты, с. Чмель (В. И. Лучицкий); 15—габбро-диабазы, с. Александровка (Л. Г. Ткачук); 16—габбро-диабазы, с. Масевичи, урочище Гороваха (Л. Г. Ткачук); 17—амфиболовые диабазы, с. Виры (Л. Г. Ткачук); 18—кварцевые порфириты, р. Бобер, правый берег у дороги из Козарника на хут. Пыпло (Л. Г. Ткачук); 19—кварцевые порфиры, р. Рокита, правый берег возле с. Боровино (Л. Г. Ткачук)

Наиболее юными дайковыми породами¹, относящимися к пятой возрастной группе, будут породы, связанные с палеозойскими эффузиями р. Мокрой Волновахи. Образование их проходило не меньше, чем в две фазы. К образованиям первой фазы должны быть отнесены породы, содержащие титан-авгит — пикрит-базальты, лимбургиты, анамезиты, диабазы р. Кальмиуса; ко второй фазе относится образование андезитов, порфиритов, мончикитов и камптонитов р. Крынки (но не пород бассейна Кальчика, которые древнее) и других пород, рвущих карбон.

Возраст пород первой фазы определяется как верхнедевонский, второй как последевонский — возможно верхнекарбонный. Точнее возраст этой фазы в связи с отсутствием достаточных фактических материалов определен быть не может.

Не совсем ясно положение ортофиоров, пользующихся значительным распространением в Среднем Приазовье (рр. Мокрая и Сухая Конка, водораздел между рр. Бердой и Конкой). Не исключена возможность, что некоторые из них должны быть отнесены к приазовскому щелочному магматическому комплексу пород.

Не совсем ясно также положение кварцевых порфиров. Эти породы большей частью выступают как наиболее юные образования. В балке Драгунской (р. Мокрая Конка) диабазы пересекаются дайкой ортофиора, которая в свою очередь сечется дайкой кварцевого порфира. По балке Грузской кварцевые порфиры секут порфириты. В с. Ново-Троицком (р. Сухая Волноваха) дайки кварцевых порфиром секут породы нижнего карбона.

Все это дает некоторое основание относить кварцевые порфиры к палеозойским дайкитам второй фазы. Однако не исключена возможность принадлежности их к дайковым аналогам екатериновских гранитов и гранитов Каменных Моги (р. Каратыш). Эти граниты в Украинском кристаллическом массиве являются наиболее юными. Некоторые исследователи (В. И. Кузьменко) считают возможным образование их относить даже к мезозою. Следует все же отметить, что эти граниты на таких же основаниях могут быть отнесены и к палеозою. Вопрос этот требует дополнительного изучения.

МЕТАМОРФИЗМ

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В платформенной части УССР метаморфические породы развиты в пределах Украинского кристаллического массива. В остальных регионах развиты преимущественно рыхлые осадочные образования и в меньшей мере сцементированные диагенезированные осадки, превращенные в глинистые сланцы и песчаники.

Украинский кристаллический массив представляет одну из интереснейших областей развития метаморфизма. Это район, где главенствующее распространение получили гранитные интрузии, обусловившие развитие широких областей плутонометаморфизма.

В Украинском кристаллическом массиве имело место до пяти интрузивных циклов, чем и объясняется обилие гранитных тел, вызвавших интенсивный метаморфизм, мигматизацию и ассимиляцию вмещающих

¹ Последнее время появились данные на основании которых часть дайковых пород можно относить тоже к коростенскому комплексу (Усенко и Бернадская, 1954).

пород. Под воздействием многократных интрузий гранитных магм в ряде районов образовались полимigmatиты. Так, например, в северо-западной части кристаллического массива по р. Тетереву наблюдаются полимigmatиты, образовавшиеся в результате мigmatизации гнейсов чудново-бердичевским и житомирским гранитами; в Побужье наблюдаются полимigmatиты чарнокитов и красных гранитов; по р. Днепру в районе сс. Мишурина Рога и Тахтайки полимigmatиты образовались под воздействием трехкратного внедрения гранитов.

Процессы мigmatизации вызываются широким послойным проникновением магмы во вмещающие породы и их пропитыванием аплитно-пегматитовыми продуктами гранитных магматических расплавов. Наблюдения Н. П. Семененко в пределах Украинского кристаллического массива показали, что послойное проникновение (инъекция) магматических продуктов во вмещающие породы обусловлено наличием в последних тектонических послойных перемещений, образующихся в процессе складкообразования и сопровождающихся нередко образованием микроскладчатости волочения.

В толщах пород, расслаивающихся в процессе складкообразования образуется бесчисленное количество каналов, в которые мигрировали подвижные магматические флюидные продукты гранитных магм, и наблюдается интенсивное смешение и скрещивание вмещающих пород с гранитной магмой. В силу этого стираются границы между гранитными массивами и боковыми породами, и нередко эти границы принимаются условно.

На участках преимущественного развития гранитных масс температура в боковых вмещающих породах приближалась к температуре кристаллизации гранитов. В связи с этим парагенезис минералов, возникших в процессе метаморфизма в боковых породах и в магматическом массиве, нередко является сходным. При таких высоких температурах в областях плутонометаморфизма интенсивно происходила полевошпатизация вмещающих пород и миграция подвижных продуктов гранитной магмы, пропитавших боковые породы и вызвавших во многих случаях их микроклинизацию. На отдельных участках (например, по р. Днепру в районе с. Аулы) наблюдаются структуры, свидетельствующие о переходе гнейсов под влиянием гранитов в текучее состояние, и вместе с тем в образовавшихся при этом мigmatитах сохранилась первичная складчатая текстура гнейсов. Среди гнейсовых и мigmatитовых полей нередко наблюдаются зоны развития крупных пегматитовых тел.

Наряду с областями плутонометаморфизма, представленными гнейсами и мigmatитами, в ряде складчатых сооружений наблюдаются области развития метаморфических сланцев и роговиков, относящихся к более низким температурным ступеням метаморфизма осадочных пород, менее существенной их метаморфической переработки, причем устанавливается ряд переходных пород от гнейсов к микрогнейсам и роговикам. Такие области развития метаморфических сланцев и роговиков располагаются в субмеридиональных складчатых поясах распространения пород саксаганской железорудной серии. По простиранию этих поясов осадочные породы участками мigmatизируются гранитами. При этом граниты размещаются главным образом в ядрах антиклиналей, а также в областях поперечных деформаций и смятий.

Области метаморфических сланцев и кварцитов связаны также с овручской серией, развитой в виде мощной пологой складчатой зоны субширотного простирания. Эта толща также мigmatизируется гранитами, отдельные ксенолиты овручских кварцитов установлены в Пержанских и Коростенских гранитных массивах.

Образование метаморфических сланцев и роговиков отвечает относительно низкой ступени переработки осадков, проходящей при сравнительно низких температурах, не превышающих 600° , и при относительно слабой подвижности компонентов, когда сохраняется в основном состав первичных осадков и глинистый субстрат. Внутри метаморфизованных толщ пород наблюдаются переходы от метаморфических сланцев к роговикам, в которых более интенсивно развиваются процессы кристаллизации вследствие большой подвижности вещества. Однако процессы кристаллизации вещества в роговиках являются незавершенными и в связи с этим роговики характеризуются ситовидными структурами и взаимными прорастаниями минералов.

В глинистых, глинисто-мергелистых и глинисто-железистых образованиях в результате ороговикования создаются плотные афанитовые породы, иногда с узловой текстурой вследствие выделения стяжений и порфиروبластов различных минералов. Иногда в них наблюдаются процессы полевошпатизации и они связаны постепенными непрерывными переходами с микрогнейсами.

Большинство железисто-кварцевых пород Кривого Рога представлены роговиками, обладающими офанитовой полосчатой роговиковой, иногда яшмовидной текстурой, с тонкозернистым и криптозернистым сложением. Размеры зерен в них измеряются десятками — тысячами долями миллиметра.

Среди толщ метаморфических сланцев и роговиков, а также амфиболитов и гнейсов встречаются отдельные полосы крупнокристаллических сланцев, грейзенизированных ослюденелых пород, скарнов, альбититов, карбонитизированных пород и других контактово-метасоматических образований, возникших в отдельных тектонических зонах под воздействием процессов миграционно-контактового метаморфизма. Образование этих пород связано с мощной фильтрацией метаморфизирующих растворителей в отдельных тектонических зонах среди метаморфических сланцев саксаганской железорудной и овручской серий. Области плутонометаморфизма, термоконтатного, динамотермального и миграционно-контактового метаморфизма взаимосвязаны переходами и нередко одни процессы во времени накладывались на другие.

Рассмотрим более детально метаморфические породы в основных метаморфических сериях, слагающих Украинский кристаллический массив.

МЕТАМОРФИЗМ БУГСКО-ДНЕПРОВСКОЙ И ДРУГИХ ГНЕЙСОВЫХ СЕРИЙ

Бугско-днепровская гнейсовая серия образовалась в основном за счет первичных глинистых и глинисто-мергелистых и, частично, карбонатных осадков, известняки среди гнейсов наблюдаются в с. Таромском по р. Днепру, в с. Козиевке по р. Тетереву и в районе с. Осипенко по р. Берде; вероятно, за счет карбонатных осадков образовались прослои известково-силикатных роговиков мощностью $0,15-1,0$ м, известные в окрестностях г. Винницы, с. Собарова и др.

Почти исключительно глинистыми были первичные осадки гнейсового комплекса Ингуло-Ингулецкого водораздела и рр. Саксагани и Базавлука. Хошевато-Завальевский комплекс гнейсов Побужья в первичных осадках, наряду с глинистыми, имел прослои железисто-кремнистых осадков, углито-глинистых и карбонатных.

По химическому составу гнейсы можно разделить на две группы: а) группу кислых гнейсов, бедных кальцием, магнием и железом, образовавшихся из глинистых осадков, и б) группу известково-щелочных.

гнейсов, образовавшихся из известковисто-глинистых осадков, в которых роль кальция, магния и железа возрастает, а кремнекислоты — снижается. Эти две группы гнейсов характеризуются химическими анализами, приведенными в табл. 91 и 92.

Таблица 91 •

Химический состав кислых биотитовых гнейсов, бедных кальцием и железом

№ анализа	1	2	3
	в весовых %		
SiO ₂	76,75	68,35	69,65
Al ₂ O ₃	8,76	13,45	11,49
Fe ₂ O ₃	2,62	1,06	0,67
FeO	1,43	4,93	4,88
MgO	1,02	2,88	2,90
CaO	0,91	2,03	1,74
MnO	Следы	0,05	0,07
Na ₂ O	4,10	2,27	2,28
K ₂ O	2,51	3,15	4,18
П.п.п.	1,06	1,09	1,11
Сумма	99,16	99,26	98,97

1—р. Березовка; 2—р. Боковенька, р. Сугокля; 3—верховье р. Ингульца.

Таблица 92

Химический состав известково-щелочных, пироксено-плагноклазовых, кордиерито-гранатовых и амфиболовых гнейсов

№ анализа	1	2	3	4	5	6
	в весовых %					
SiO ₂	51,40	50,90	49,52	34,04	70,64	48,66
Al ₂ O ₃	17,35	16,98	14,83	20,85	9,62	16,23
Fe ₂ O ₃	3,97	3,33	23,52	4,36	3,48	2,55
FeO	8,41	7,50	—	—	5,10	7,47
MgO	5,43	6,01	3,92	21,79	2,28	8,83
CaO	4,90	10,73	5,49	10,62	1,83	8,85
MnO	0,45	0,24	—	—	0,04	0,27
Na ₂ O	2,46	1,85	1,82	0,98	1,15	2,09
K ₂ O	3,86	0,58	0,80	0,78	3,86	2,00
П. п. п.	0,35	0,50	—	2,11	0,85	1,90
Сумма	98,58	98,63	99,90	95,53	98,85	98,85

1—пироксено-плагноклазовые гнейсы, г. Первомайск, Словский карьер; 2—то же, с. Сулгутов, р. Ю. Буг; 3—то же, г. Винница; 4—кордиерито-гранатовые гнейсы; 5—амфиболо-биотито-плагноклазовые гнейсы, р. Каменка; 6—амфиболо-биотито-плагноклазовые гнейсы р. Боковой, урочище Гурьевка.

Сравнивая химический состав гнейсов с составом метаморфических аспидных сланцев, мы видим, что в сланцах, образовавшихся, так же как и гнейсы, из глинистых осадков, наблюдается избыток глинозема по отношению к сумме щелочей и кальция; коэффициент избыточного

глинозема по отношению к глинозему, связанному с $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, составляет 50—75% ($T = \frac{al - (alk + c)100}{al}$), а в гнейсах он составляет всего около 20—15%. Следовательно, преобразование глинистых осадков в гнейсы сопровождается привнесом щелочей.

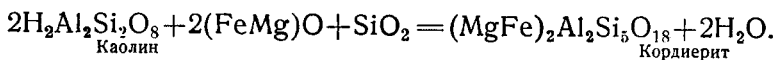
В известково-щелочных гнейсах сумма $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ составляет от 17 до 26%, а количество CaO 5—10%. В этих гнейсах плагиоклаз среднего и основного состава № 30—60, а фемические минералы представлены пироксеном, амфиболом, гранатом и биотитом. Известково-щелочные гнейсы представлены пироксено-плагиоклазовыми, кордиерито-гранато-биотитовыми, биотито-роговообманковыми разностями и, реже, биотито-слюдяными плагиоклазовыми. В отличие от этого в кислых глиноземистых гнейсах сумма $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ составляет до 5—8% и количество CaO от 0,9 до 2%.

В этих гнейсах плагиоклаз является кислым (№ 8—30), фемические минералы представлены чаще биотитом и гранатом, реже амфиболом и пироксеном. Кислые гнейсы обычно представлены биотитовыми, биотито-гранатовыми, силлиманитовыми и двуслюдяными разностями.

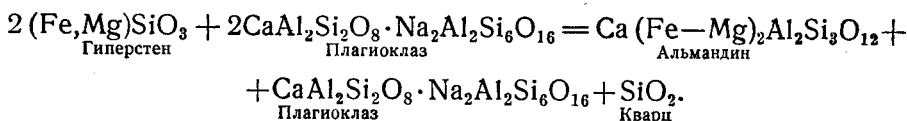
В глинистых осадках, из которых образовались гнейсовые толщи, известковое вещество распределялось, видимо, неравномерно; в связи с этим наблюдаются линзовидные прослои наиболее основных пироксено-плагиоклазовых гнейсов в биотито-плагиоклазовых гнейсах. Чаще всего кислые гнейсы представлены биотитовыми гнейсами, с плагиоклазом № 8—30, но иногда наблюдаются гнейсы с плагиоклазами № 40—50; в таких гнейсах обычно повышается содержание биотита, достигающее 30—40%, и в этих случаях биотито-плагиоклазовые гнейсы по химическому составу отвечают известково-щелочным. Наиболее высокотемпературными образованиями являются гиперстеновые гнейсы. Они широко развиты на Побужье, по р. Ингульцу и в других районах. На Побужье гиперстеновые гнейсы ассоциируют с чарнокито-монцонитами, в которых также часто встречается гиперстен.

В гиперстеновых гнейсах, наряду с основным плагиоклазом, нередко наблюдается и микроклин. Микроклинизация гнейсов связана с внедрением чарнокитов или красных микроклиновых гранитов; возникновение гиперстено-плагиоклазо-микроклиновой ассоциации минералов связано здесь с высокой активностью калия. Глинистые осадки, давшие на Побужье кварцсодержащие ортоклазо-плагиоклазо-пироксеновые породы, по-видимому, были в значительной мере железистыми.

Наблюдается другая пространственно обособленная группа кордиерито-гранато-биотитовых гнейсов, развитая на Подолии. Кордиерит и гранат образуются в гнейсах при избытке глинозема и недостатке щелочей и CaO , по такой схеме:



Гиперстено-плагиоклазовые гнейсы можно рассматривать как породы более высокотемпературной ступени метаморфизма в сравнении с гранато-кордиеритовыми гнейсами; это может быть проиллюстрировано следующим уравнением:

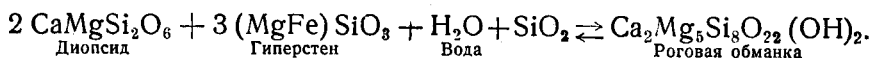


Здесь гиперстен и основной плагиоклаз замещаются альмандином и средним плагиоклазом. По определению М. Г. Дядченко гранаты из

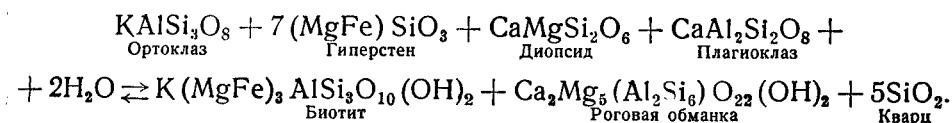
кордиерито-гранатовых мигматитов по р. Соби имеют следующий состав: альмандина 67,8%, пиропы 25,74%, гроссуляра 4,77% и спессартина 1,79%, т. е. они являются преимущественно магнезиальными.

В эту толщу биотито-кордиерито-гранатовых гнейсов внедрены чудновско-бердичевские граниты, для которых также характерно присутствие кордиерита и граната. Здесь также широко развиты и образовавшиеся в результате взаимодействия биотито-кордиерито-гранатовые мигматиты.

Амфиболовые гнейсы представляют более низкотемпературную парагенетическую ассоциацию минералов по сравнению с пироксено-плаггиоклазо-ортоклазовой ассоциацией группы пироксеновых гнейсов. Ряд диопсидо-гиперстеновых гнейсов и пироксено-амфиболовых и амфиболовых гнейсов связан следующими формулами перехода:



В биотито-амфиболовых гнейсах ассоциация пироксенов, ортоклаза и основного плаггиоклаза является неустойчивой; она замещается парагенезом биотита и роговой обманки:

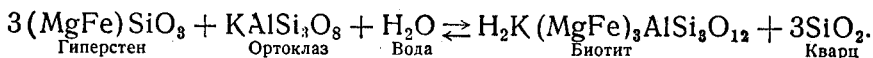


С амфиболовыми гнейсами связаны амфиболовые мигматиты, образующиеся в результате мигматизации гранитами как осадочных, так и вулканогенных основных пород. При этом в результате синтетико-ассимиляционных процессов образуются роговообманковые гранодиориты. Амфиболовые гнейсы, мигматиты и роговообманковые граниты развиты, например, по р. Днепру, в районе сс. Лощманской Каменки, Таромского, Романково, и особенно широко в Приазовье.

Прослои биотито-амфиболовых гнейсов среди биотитовых гнейсов развиты в верховьях рр. Каменки, Ингульца и по его притокам Бешке и Боковой.

Биотито-амфиболо-плаггиоклазовые гнейсы тесно связаны переходами с биотитовыми гнейсами. Биотитовые гнейсы с основным плаггиоклазом можно рассматривать как еще более низкотемпературную парагенетическую ассоциацию минералов в сравнении с амфиболовыми гнейсами.

Гиперстен и ортоклаз в условиях гидролиза замещается биотитом:



Наблюдается также замещение роговой обманки биотитом. Наряду с биотитом, местами в связи с явлениями гидролиза наблюдается образование мусковита, который появляется на наиболее низкотемпературных стадиях плутонометаморфизма; он возникает при усиливающейся роли пневматолитических процессов. Явления ослюденения в отдельных зонах гнейсов связываются с деятельностью эманаций в процессе внедрения пегматитов. Процесс образования мусковита при этом проходил за счет гидролиза молекул плаггиоклаза и биотита в гнейсах. Такие явления наблюдаются по р. Ингульцу в верховьях балок Старечей, Лелечика и на других участках.

В высокотемпературной обстановке при усиливающейся дегидратации и высокой активности калия развивалась микроклинизация. В кислых глиноземистых гнейсах при этом парагенезис биотит-плаггиоклаз

заменялся парагенезисом гранат-микроклин. При пониженной активности калия в условиях развивающихся пневматолитических процессов в более низкотемпературной обстановке происходили процессы мусковитизации полевых шпатов и биотита и образовался парагенезис мусковит-гранат. При недостатке щелочей возникал парагенезис мусковит-силлиманит или мусковит-дистен.

Образование гнейсов проходит в условиях плутонометаморфизма и связано с послойным внедрением гранитных магм, с процессами инъекции и мигматизации. При этом парагенезис минералов в гнейсах, мигматитах и в мигматизирующих гранитах является нередко сходным. Следовательно, и условия минералообразования (температура, давление, состав окислов) при формировании гнейсов и гранитов были близкими.

* * *

За счет известковистых прослоев первичных осадков образуются известково-щелочные гнейсы, мраморы, карбонатные роговики и скарны.

В карбонатных роговиках и скарнах, встречающихся среди гнейсов в виде тонких прослоев мощностью 0,25—1 м, в ряде участков (в районе г. Винницы — сс. Собарова, Гнивани и др.) наблюдается почти полное замещение карбонатов силикатами.

В районе г. Винницы и с. Собарова наблюдаются следующие типы известковых роговиков, залегающих среди плагиоклазо-пироксеновых гнейсов:

1) волластонито-скаполито-диопсидовые роговики с карбонатом без плагиоклаза;

2) скаполито-диопсидовые роговики с карбонатом и небольшим количеством плагиоклаза;

3) плагиоклазо-диопсидовые роговики без карбоната и скаполита.

При избытке СаО в карбонатных роговиках вместо плагиоклаза образуется скаполит.

Количественный минералогический состав этих пород представлен в табл. 93.

Таблица 6

Минералогический состав роговиков

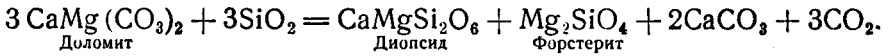
Название минерала	1	2	3	4	5
	в весовых %				
Волластонит	74,43	48,11	—	—	—
Скаполит	10,97	26,57	57,66	50,23	—
Карбонат	4,84	5,81	7,34	5,41	—
Диопсид	8,23	13,26	23,97	37,60	69,25
Плагиоклаз	0,32	—	2,47	5,74	27,82
Кварц	0,96	4,83	6,72	0,43	1,43
Титанит	0,25	1,12	2,84	0,53	0,86

1—волластонито-скаполитовые роговики с диопсидом, с. Собарово; 2—то же, г. Винница; 3—скаполит-диопсидовые роговики, г. Винница; 4—то же, г. Винница; 5—диопсид-плагиоклазовые роговики без карбонатов, с. Собарово.

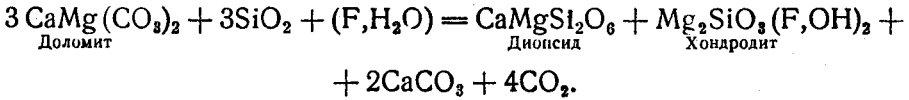
По химическому составу диопсидо-плагиоклазовые роговики отвечают пироксено-плагиоклазовым гнейсам.

В Приазовском районе по р. Кальчику Н. И. Половко описаны биотито-скаполито-плагиоклазовые и биотито-скаполито-кальцитовые скарны, внешне не отличимые от биотитовых гнейсов. Такие же породы встречаются в виде тонких прослоев среди гнейсов по рр. Ингульцу и Боковой. В районе сс. Хошеватю, Завалья и др. развиты минерализованные мраморы, среди которых встречаются следующие разновидности:

1. Оливино-диопсидовые мраморы с флогопитом. Образование их за счет доломита рисуется в виде следующей схемы:



2. Хондродит-диопсидовые мраморы, образующиеся примерно по такой формуле:



3. Гиперстено-диопсидовые мраморы с скаполитом, возникающие по схеме



В этих породах широко развит процесс серпентинизации и образуются офикальциты.

Карбонатные породы в чистом виде представлены преимущественно доломитом, но местами среди них встречаются разновидности с повышенным содержанием магния, как это видно из приведенных в табл. 94 анализов образцов известняка из карьера с. Завалье (данные Л. Г. Ткачука).

Таблица 94

Химический состав метаморфических карбонатных пород

Состав	1	2	3
	в весовых %		
SiO ₂	3,30	13,12	27,40
Al ₂ O ₃	0,26	0,48	1,46
Fe ₂ O ₃	0,19	1,66	4,01
FeO	2,84	2,25	4,33
MgO	21,29	18,59	32,17
MnO	0,44	0,72	0,47
CaO	30,08	30,10	2,49
Na ₂ O	—	0,20	0,20
K ₂ O	—	0,10	0,13
CO ₂	42,65	33,40	20,01
Сумма	101,05	100,62	92,67

1—известняк „чистый“; 2—известняк со средним количеством силикатов; 3—известняк (?) с большим количеством силикатов.

Обогащение этих участков магnezией связано или с первичным отложением магnezита, или является результатом вторичных процессов.

Пересчет приведенных выше химических анализов отражен в табл. 95.

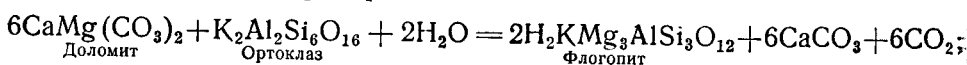
Эти минералы (исключая серпентин) образуются в известняках при высокотемпературных процессах метаморфизма, таких же, при которых образуются гиперстен-плагноклазовые гнейсы и чарнокиты. В этих условиях образуются и являются устойчивыми волластонит, гиперстен, диопсид, оливин и скаполит. Серпентинизация оливина и пироксена является уже вторичным процессом. По р. Соби в районе развития этого комплекса пород в россыпях М. Г. Дядченко встречены гранаты; среди них — андродита 59,54%, гроссуляра 33,46%, альмандина 6,22% и спескартина 0,98%.

Данные пересчета химических анализов на минералогический состав

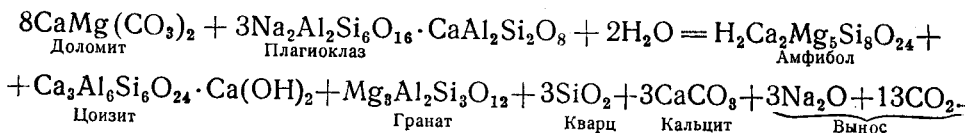
Название минерала	1	2	3
	в весовых %		
Доломит	78,68	42,4	33,80
Кальцит	11,96	31,88	—
Магнезит	—	—	11,42
Оливин-серпентин	7,65	—	—
Оливин-диопсид	—	18,47	—
Серпентин	—	2,14	48,00
Флогопит	1,71	3,65	3,20
Магнетит	—	—	2,48
Плеонаст	—	—	1,10

Иные, более низкотемпературные минералы, наблюдаются в метаморфизованных известняках района с. Козиевки по р. Тетереву. Здесь обнаружены:

1) карбонато-биотито-мусковитовые и флогопито-серицитовые породы, образующиеся примерно по такой схеме:



2) цоизито-плаггиоклазо-кварцевые и 3) цоизито-гранат-роговообманковые известняки; при образовании этих пород возможна следующая реакция:



При более низкой температуре метаморфического процесса вместо пироксена и плаггиоклаза образуются амфибол, гранат и цоизит.

В этих карбонатных породах встречаются: пирротин, магнетит, циркон, монацит, апатит, полевые шпаты и флюорит. Вместе с мраморами в обнажениях по р. Тетереву среди гнейсов выделяются двуслюдистые силлиманитовые гнейсы; в них встречаются: гранат, циркон, турмалин и магнетит. О развитии здесь наложенных пневматолитовых и гидротермальных процессов свидетельствует присутствие флюорита, турмалина, пирротина, ортита.

Метаморфизованные известняки Приазовья, известные в районе среднего течения р. Берды, также характеризуются парагенетическими ассоциациями, образующимися при относительно низкой температуре. Здесь наблюдаются: диопсид, роговая обманка, хондрит, серпентин, тальк, серицит, мусковит и флогопит. Иногда прослоями среди гнейсов, в обнажениях по р. Берде, наблюдаются и слюдяно-ставролитовые сланцы.

Таким образом, среди метаморфизованных карбонатных пород, встречающихся в гнейсах, можно выделить три следующие парагенетические ассоциации минералов: наиболее высокотемпературная ассоциация объединяет минералы гиперстен, диопсид, оливин, волластонит, скаполит, андрадит и отвечает гиперстеновым гнейсам. Парагенетическая ассоциация: роговая обманка, диопсид, эпидот, гранат, скаполит и, возможно, хондрит отвечает биотито-амфиболовым гнейсам. Парагенетическая

Ультраосновные вулканогенные породы в результате гидротермального метаморфизма с привнесом CO_2 образовали талько-карбонатные породы и сланцы. Вместе с талько-магнезитовыми породами образовались альбититы и биотитовые сланцы, содержащие карбонат и хлорит.

Ультраосновные вулканогенные породы под воздействием высокотемпературного плутонометаморфизма превратились в пироксено-форстерито-шпинелевые ультрабазиты и пироксениты.

Ультраосновные породы из толщи metabазитов подверглись сильному миграционно-контактному метаморфизму в местах внедрения в них пегматитовых жил; при этом образовались биотитовые, актинолитовые, тальковые и талько-хлоритовые сланцы. Такие толщи кристаллических сланцев мощностью в несколько сот метров известны, например, на левобережье р. Днепра в балке Шатохиной, в балке Кудимовой и на других участках. Для этих кристаллических сланцев характерно закономерное расположение вокруг пегматитовых тел в следующем порядке:

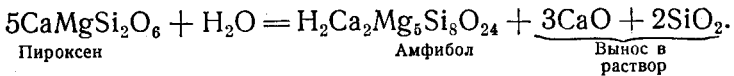
пегматит → биотит → актинолит → тальк.

На отдельных участках среди metabазитов наблюдается образование вторичных кварцитов, как, например, на Каменной Могиле близ устья балки Шатохиной и по р. Плоской Осокоровке.

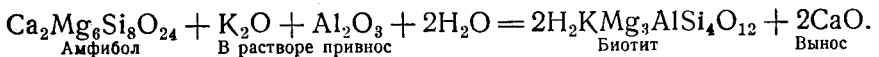
Амфиболиты, заключенные в мигматитах, во многих местах имеют биотитовую оторочку. Преобразование амфиболитов в биотитовые и хлорито-талько-актинолитовые сланцы наблюдается также по р. Ингульцу в районе с. Искровка и др. Местами ксенолиты ультрабазитов имеют зональное строение в связи с изменением магнезиально-железистых минералов, от центра к периферии, в таком порядке:

пироксен → роговая обманка → биотит.

Метаморфизм вулканогенных основных пород проходил при значительном выносе кальция. Так, при преобразовании пироксена в амфибол выносился кальций и силиций



При дальнейшем преобразовании амфибола в биотит, вероятно, происходил привнос K_2O , Al_2O_3 и вынос CaO , по схеме



Процессы миграции породообразующих элементов вызываются неравновесностью взаимодействующих систем: гранитов и пегматитов, богатых щелочами и кремневой кислотой, с одной стороны, и metabазитов, богатых магнезией и железом — с другой. При мигматизации амфиболовых пород и образовании амфиболовых мигматитов происходит замещение амфибола биотитом; одновременно с этим повышается основность полевых шпатов в мигматизирующих гранитах — ортоклаз замещается плагиоклазом. В общем в толщах зеленокаменных вулканогенных пород Украинского кристаллического массива наблюдается преобладающее развитие амфиболитов, входящих в группу гнейсов и мигматитов, образовавшихся в условиях плутонометаморфизма.

Значительным распространением пользуются апоспилиты, состоящие из альбита с эпидотом и сине-зеленой полущелочной роговой обманки, а также зеленые альбито-эпидото-хлоритовые сланцы и карбонато-кварцево-хлоритовые сланцы, являющиеся продуктами динамотермального метаморфизма. Локальным развитием пользуются толщи крупнокристал-

лических' контакт-метасоматических, биотитовых, актинолитовых и тальковых сланцев, являющихся продуктами миграционно-контактового метаморфизма. Наблюдаются также прослой альбититов — продуктов натриевого метасоматоза. Наконец, местами встречаются талько-магнезитовые породы, тальковые и талько-хлоритовые сланцы, являющиеся продуктами гидротермального метаморфизма ультраосновных пород.

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД САКСАГАНСКОЙ СЕРИИ

Саксаганская серия пород распространена в субмеридиональных складчатых зонах. Изучение состава этих толщ особенно продвинулось в последнее время в связи с развитием геологоразведочных работ как в Криворожской полосе, так и во всей центральной части Украинского кристаллического массива, к северу от с. Желтого, в Кременчугской полосе, в Чертомлыкской, Верховцевских, Конкской, Павлоградской полосах, а также в районе Корсак-Могилы.

На всей этой территории устанавливается резкая смена ступеней метаморфического преобразования первичных осадков под влиянием тектоно-магматического воздействия. Многократно накладывающиеся тектонические процессы, сопровождающиеся внедрениями магмы, создали условия для неравномерного распространения метаморфизирующих агентов в толщах пород саксаганской серии. Вследствие этого на сравнительно коротких расстояниях наблюдаются слои одного и того же первичного состава, представленные совершенно различными породами. Переходы различных ступеней метаморфизма одной в другую позволяют проследить последовательность процессов метаморфического преобразования пород и их первичный состав.

Железородные свиты метаморфического комплекса представлены толщами переслаивающихся терригенных и хемогенных, железисто-кремнистых, главным образом глинистых осадков и, местами, туфогенно-осадочных пород. Они отлагались в большинстве случаев на вулканогенных зеленокаменных породах (метабазитах), которые входят в состав мощной толщи пород, подстилающей саксаганскую серию. Толща эта в свою очередь состоит из яшмовидных кремнистых, железисто-кремнистых пород, переслаивающихся с вулканогенно-осадочными породами. Подобные образования напоминают породы спилито-кератофировой формации, образующиеся в условиях начальной стадии развития геосинклиналей разного возраста.

Нижняя свита саксаганской серии представлена песчаными и глинистыми отложениями, фациально замещающими друг друга. В верхней части нижней свиты образуются магнезиальные, по-видимому, вулканогенные породы, представленные тальковыми и тальково-магнезитовыми сланцами и серпентинитами.

Средняя (железородная) свита представлена преимущественно хемогенными железисто-кремнистыми осадками, перемежающимися обычно с глинистыми породами, а иногда и с вулканогенными образованиями.

Верхняя свита состоит преимущественно из глинистых и глинисто-углистых осадков с песчаными и карбонатными, редко железистыми прослоями в нижней части.

В средней, собственно железородной свите, среди глинистых и железисто-кремнистых первичных осадков следует различать:

- 1) глинистые (алюмосиликатные) осадки;
- 2) глинисто-железистые осадки, содержащие примерно одинаковые количества глинозема и окислов железа; по химическому составу такие осадки близки к основным туфам и лавам;

3) железисто-глинисто-кремнистые осадки; эти осадки отличаются высоким содержанием окислов железа и подчиненным количеством окислов алюминия, магния и кальция;

4) железисто-кремнистые осадки, состоящие только из окислов железа и кремния.

Глинистые осадки в результате метаморфического преобразования дают аспидные сланцы, серицитовые сланцы и филлиты, безрудные слюдисто-дистеновые роговики, слюдисто-силлиманитовые сланцы и гнейсы. Аспидные сланцы, филлиты и алюмосиликатные роговики встречаются на Криворожском месторождении и в районах Желтореченских, Кременчугских, Верховцевских и Конкских структур.

Химический состав аспидных сланцев и филлитов характеризуется данными табл. 96.

Таблица 96

Химический состав аспидных сланцев и филлитов

Состав	Ороговикова- нные слюдисто- хлоритовые сланцы из скв. 16 Конк- ской аномалии	Филлиты из скв. 21 Конкской аномалии	Аспидные слан- цы средней свиты Криво- рожской по- лосы	Филлиты ниж- него отдела свиты Криво- рожской по- лосы	Филлиты Верховцев- ской анома- лии
	в весовых %				
SiO ₂	64,49	55,69	57,56	49,80	62,5
Al ₂ O ₃	14,99	19,25	21,87	33,44	24,6
Fe ₂ O ₃	1,00	1,92	7,00	1,26	1,38
FeO	7,62	7,33	—	—	0,57
MgO	4,16	4,65	1,34	1,30	0,42
CaO	0,14	0,14	0,48	1,68	0,28
Na ₂ O	0,21	0,37	—	—	0,99
K ₂ O	1,77	3,47	6,88	7,35	2,58
П. п. п.	4,97	4,99	4,93	4,62	6,08
Сумма . .	99,35	98,81	100,06	99,45	99,40

В этих преимущественно алюмосиликатных породах количество окислов железа колеблется от 1,2 до 9%. В Верховцевской аномалии наблюдаются кварцево-серицитовые также в основном алюмосиликатные сланцы, которые образовались из кварцевых кератофилов. Аспидные сланцы и филлиты местами переходят в узловатые роговики и слюдяные сланцы.

Слюдисто-дистеновые сланцы наблюдаются в отложениях нижней свиты Желторецкой полосы в балке Раздоры; слюдяно-силлиманитовые — в балке Березнеговатой. Широко развиты и слюдисто-гранатовые узловатые сланцы на Попельнастовском месторождении. В зависимости от соотношения железа иногда наблюдается чередование прослоев двуслойных гранатовых и биотито-гранатовых сланцев; чередование этих пород наблюдается на Желтянском участке. Значительно реже встречаются слюдяно-ставролитовые сланцы (участок Кирпотино).

Глинистые осадки местами ороговикуются, полевошпатизируются и на их месте возникают роговики и микрогнейсы. Такие изменения наблюдаются в Веселянской полосе Конкских магнитных аномалий, в Желторецкой и Николаевских полосах Правобережных магнитных аномалий.

В толще пород верхней свиты саксаганской серии можно наблюдать преобразование углисто-глинисто-слюдистых сланцев в графитовые гнейсы.

Глинисто-железистые осадки по содержанию железа представляют собой промежуточную группу первичных осадков; иногда они содержат значительные количества окислов магния и отчасти кальция (табл. 97). Наряду с глинистыми продуктами, первичные осадки этого типа содержали железистые и железисто-магнезиальные водные силикаты (шамозит и тюрингит), а также карбонаты (сидерит, доломит). Наименее метаморфизованными разновидностями глинисто-железистых осадков являются аспидные сланцы, в которых встречаются железистые хлориты, шамозит и тюрингит. Более высокую степень метаморфизма глинисто-железистых отложений представляют грюнерит-куммингтонитовые кварцевые сланцы.

Химический состав метаморфических пород, являющихся продуктами метаморфизма глинисто-железистых осадков, характеризуется данными табл. 97.

Таблица 97

Химический состав аспидно-филито-хлоритовых железистых сланцев

Состав	№ анализа	1	2	3	4
		в весовых %			
SiO ₂		58,88	32,60	42,48	34,13
Al ₂ O ₃		13,52	17,35	27,20	24,58
Fe ₂ O ₃		1,32	2,45	18,29	28,61
FeO		12,28	11,78		
MgO		2,65	23,81	3,72	5,10
CaO		0,31	0,19	0,58	0,78
Na ₂ O		—	—	—	—
K ₂ O		0,41	0,31	—	—
П. п. п.		9,07	11,06	7,26	7,02
Сумма		104,44	99,54	99,53	100,22

1—хлорито-биотитовые филлиты с карбонатами из Конкской магнитной аномалии; 2—аспидно-хлоритовые сланцы из Верховцевской аномалии, скв. 18; 3—аспидно-хлоритовые сланцы из Саксаганской полосы, рудник им. Артема; 4—аспидно-хлоритовые сланцы из Саксаганской полосы, рудник им. Артема.

Химический состав куммингтонита близок к составу метаморфизованных глинисто-железистых осадков, как это видно из приведенной табл. 98.

Таблица 98

Химический состав куммингтонитов

№ анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	49,44	3,27	1,99	37,69	5,82	0,39	—	0,23	2,10	100,23
2	52,24	3,99	6,78	20,16	3,14	0,15	0,61	0,48	0,06	100,81

*1—куммингтонит из балки Кандыбиной; 2—филлитовидный хлорито-биотитовый сланец с анкеритом и магнетитом из скв. 19 Конкской полосы.

При более глубоком метаморфизме, отвечающем стадии гнейсов и мигматитов, из этих осадков образуются роговообманковые и роговообманково-магнетитовые сланцы и амфиболиты. Такие изменения филлитовидных, аспидно-хлоритовых и куммингтонитовых сланцев в роговообманковые породы наблюдаются в районе Конкских аномалий, в мигматитах р. Ингульца, содержащих породы железорудной серии, и на дру-

гих участках. В шлифах можно наблюдать замещение куммингтонита зеленой роговой обманкой. Ниже приводится химический анализ рогово-обманково-биотитовых сланцев с карбонатом, образовавшихся за счет филлитовидных хлоритовых сланцев (образец из скв. 18 Конкской магнитной аномалии). SiO_2 — 52,63; Al_2O_3 — 11,17; Fe_2O_3 — 1,92; FeO — 20,12; MgO — 3,07; CaO — 1,40; Na_2O — 0,15; K_2O — 0,57; п. п. п. — 5,86.

Следует, однако, отметить, что не все амфиболовые породы и амфиболсодержащие сланцы образуются за счет глинисто-железистых осадков. Например, в районах Верховцевских и Конкских магнитных аномалий развиты амфиболиты, амфиболо-эпидото-альбитовые сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма вулканогенных пород.

На высоких ступенях метаморфизма за счет первично-осадочных железисто-глинистых образований возникают своеобразные пироксено-магнетито-кварцевые породы. Пироксен представлен главным образом гиперстеном, но встречаются породы с авгитом и диопсид-геденбергитом.

Наконец, за счет глинисто-железистых осадков, более богатых железом, образуются магнетитовые или гематитовые роговики (или кварциты) с подчиненным количеством алюмосиликатов. В этих породах содержание Al_2O_3 , MgO и CaO — незначительное. Они представлены хлорито-магнетитовыми, куммингтонито-магнетитовыми и мартитокрасковыми роговиками в центральной — Саксаганской полосе Кривого Рога.

В Галещинской синклинали Кременчугской магнитной аномалии, на отдельных участках Правобережных аномалий и в Верховцевских аномалиях известны хлорито-сидеритовые и сидеритовые кварцевые полосчатые роговики, нередко с доломитом, которые по простиранию переходят в полосчатые кварцево-магнетитовые роговики с куммингтонитом. Наблюдаются также полосчатые железисто-кварцевые роговики, в которых наряду с куммингтонитом сохраняются зерна доломита. В Орехово-Павлоградской полосе, в районе Корсак-Могилы, а также по р. Зеленой и в других участках наблюдаются богатые магнетитовые кварциты с гиперстеном.

Химический состав рудных железисто-силикатно-кварцевых роговиков характеризуется анализами, приведенными в табл. 99.

Наконец, железисто-кремнистые первичные осадки в процессе метаморфизма преобразуются в магнетито-кварцевые, гематито-кварцевые и магнетито-гематито-кварцевые роговики или кварциты.

В Саксаганской полосе и в северной части Кременчугского района широко развиты гематито-кварцевые полосчатые роговики, получившие название джеспилитов, в которых, наряду с первичным гематитом, развит мартит.

Химический состав железистых роговиков и джеспилитов характеризуется данными табл. 100.

Для различных соотношений между свободными окислами и окислами, связанными в силикатах, необходимо рассмотреть возможные условия минералообразования при отложении первично-осадочных пород и последующем их изменении на разных ступенях метаморфизма. По-видимому, на характер минералообразования железисто-кремнистых осадков большое влияние оказывал кислородный режим. Отложение железисто-кремнистых осадков проходило в условиях изменяющегося окислительно-восстановительного потенциала; в связи с этим железо выпадало в осадки либо в форме гидросиликатов, либо в форме карбоната, либо в виде гидратов окиси. В условиях окислительного режима при избытке кислорода в осадки выпадали гидраты окислов железа и

Таблица 99

Химический состав железисто-силикатных роговиков

№ анализа	в весовых %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,97	44,22	47,81	35,22	37,18
Al ₂ O ₃	2,50	2,67	3,27	3,06	0,29
Fe ₂ O ₃	21,57	20,18	11,16	7,07	35,82
FeO	22,43	25,56	20,14	28,94	19,67
MgO	1,79	2,39	2,46	2,64	4,20
CaO	2,00	0,56	6,00	2,90	2,10
Na ₂ O		0,20		—	0,28
K ₂ O	} 0,17	0,13	} 0,95	—	0,01
П. п. п.	2,56	1,56	6,45	19,12	0,61
Сумма	95,99	97,47	97,24	98,95	100,15

1—магнетито-амфиболовые роговики из скв. 5 с глубины 94–95 м в промежуточной полосе Конкской аномалии; в породе содержится кварц, магнетит, куммингтонит, роговая обманка и биотит; 2—магнетито-амфиболо-гранатовые роговики из скв. 46 с глубины 101–102 м Конского района аномалий; 3—магнетито-силикатные роговики из скв. 104 с глубины 106–115 м Западно Грановской полосы Верховцевских аномалий; 4—магнетито-хлорито-сидеритовые роговики Тепловской полосы Верховцевского района аномалий; 5—магнетито-пироксеновые кварциты из скв. 1031 с глубины 218–220 м Зеленовского участка Правобережного района аномалий.

Таблица 100

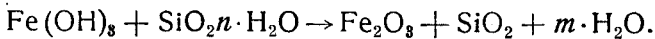
Химический состав железистых роговиков и джеспилитов

№ анализа	в весовых %			
	1	2	3	4
SiO ₂	44,80*	46,81	29,31	45,06
Al ₂ O ₃	0,37	0,49	0,95	0,76
Fe ₂ O ₃	53,08	46,91	65,92	52,71
FeO	0,71	5,03	2,46	—
MgO	0,07	0,36	0,14	0,14
CaO	0,28	0,14	0,46	—
Na ₂ O		0,13		—
K ₂ O	} 0,12	0,03	} 0,17	—
П. п. п.	0,04	0,28	0,11	1,08
Сумма	99,47	100,18	99,52	99,75

1—джеспилиты из скв. 154 с глубины 177–178 м Попельнастовской полосы Правобережного района; 2—магнетито-мартиито-гематитовые роговики из скв. 70 с глубины 91–92 м Желторецкой полосы Правобережного района аномалий; 3—джеспилиты балки Дубовой; 4—мартиитовые роговики рудника „Большевик“.

кремния. При метаморфизме из них образовывались гематито-кварцевые роговики:

Дегидратация идет примерно по следующей схеме:



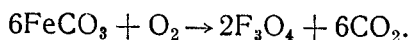
Возникающие таким путем породы — гематито-кварцевые роговики — имеют развитие в саксаганской серии.

При недостатке кислорода в восстановительной среде проходило отложение гидросиликатов железа, по-видимому, вместе с коллоидами кремнезема. При метаморфизме такие осадки образовали чередующиеся прослой железистых силикатов и кварца.

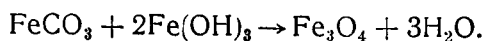
При избытке CO_2 и недостатке кислорода наряду с коллоидным SiO_2 отлагается сидерит. Тонкослоистое чередование сидеритовых и кварцевых прослоев наблюдается, например, в кварцево-сидеритовых роговиках Тепловского и других участков Верховцевского района. Наряду с сидеритом тут иногда встречается доломит и шамозит.

При метаморфизме сидерито-кремнистых осадков образуются магнетито-силикатно-кварцевые роговики. Такие роговики известны почти во всех районах развития железорудных пород на Украине.

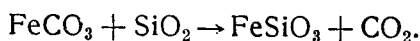
В условиях метаморфизма сидерит превращается в магнетит по такой схеме:



Для образования магнетита кислород может быть получен за счет дегидратации гидратов железа по следующей формуле:



При недостатке кислорода сидерито-кремнистые осадки могут образовывать и силикаты железа по схеме:



При метаморфизме железисто-кремнистых осадков, по-видимому, происходила смена кислородного режима. Об этом, в частности, свидетельствует образование в магнетитовых рудных залежах крупнокристаллической железной слюдки.

В качестве восстановителя, присутствующего в самом осадке, вероятно служило углистое вещество, в разных количествах часто встречающееся среди сланцев. Присутствие восстановителя в железистых породах подтверждается опытом. После нагревания образцов джеспилита до 600° в запаянных трубках некоторые из них становятся магнитными.

Переслаивающиеся первичные железо-кремнистые глинистые осадки и вулканические туфы в результате различных метаморфических процессов дают различные породы. По степени и характеру метаморфизма выделяются следующие четыре группы пород.

1. Группа метаморфических сланцев, представленная аспидными и серицито-хлоритовыми, серицито-биотитовыми сланцами и филлитами, шамозито-сидерито-магнетитовыми и гематитовыми кварцевыми роговиками.

2. Группа куммингтонитовых роговиков, представленная куммингтонито-магнетитовыми кварцевыми роговиками, куммингтонито-гранатовыми сланцами, узловатыми слюдяными сланцами и узловатыми слюдяно-андалузитовыми сланцами, роговиками и микрогнейсами.

3. Группа гнейсов, роговообманково-магнетитовых и пироксено-магнетитовых кварцитов, представленная амфиболо-биотитовыми гнейсами, роговообманково-магнетитовыми кварцитами, гиперстеновыми гнейсами, авгитовыми и гиперстено-магнетитовыми кварцитами, пироксенитами и форстеритовыми ультрабазитами.

4. Группа крупнокристаллических сланцев и метасоматитов, представленная слюдяно-гранато-дистеновыми сланцами, куммингтонито-магнетито-гранатовыми кварцитами, рибекито-магнетитовыми и эгрино-

магнетитовыми сланцами, альбититами, магнетито-железнослюдковыми рудами.

Породы первой группы характерны для наиболее низких ступеней метаморфического процесса, они образуются в условиях динамотермального метаморфизма. Глинистые осадки преобразуются при этом в аспидные серицитохлоритовые и аспидно-серицитобититовые сланцы и филлиты. Глинисто-железистые отложения превращаются в аспидные шамозито-тюрингитовые сланцы, хлоритохлоритовые сланцы, шамозитосидеритомангнетитовые сланцы. Железисто-кремнистые осадки преобразуются в шамозитосидеритовые кварцевые роговики, сидеритокварцевые роговики, магнетитохлоритовые кварцевые роговики, гематитокварцевые роговики.

Породы первой группы развиты в Саксаганской полосе среди пород верхней свиты, выполняющей ядро Криворожского синклинория, в северной части Кременчугской полосы, в Попельнастовской, Желторецкой, Николаевской и Успенской полосах Правобережных аномалий, в Тепловской и Западно-Грановской полосах района Верховцевских магнитных аномалий и на Веселянском участке района Конкских магнитных аномалий, на Белозерской и на Гуляй-Польской аномалиях. Метаморфические сланцы этой группы также содержатся в мигматитах р. Ингульца.

Вторая группа включает куммингтонитовые породы, являющиеся наиболее распространенными среди саксаганской серии. Сюда относятся плотные тонкоигольчатые, тонкокристаллические, местами узловатые роговики и сланцы. В этой группе выделяются куммингтонитомангнетитовые роговики, куммингтонитовые и куммингтонитогранатовые сланцы, куммингтонитослюдяные узловатые сланцы, слюдяно-дистеновые узловатые сланцы, слюдяно-полевошпатовые роговики и микрогнейсы.

Куммингтонитовые, магнетитовые, кварцевые роговики и куммингтонитовые и куммингтонитохлоритовые сланцы развиты в Тарапаковском антиклинале и в Ингулецкой полосе Криворожья, в Желторецкой полосе и на других участках района Правобережных аномалий, в южной части Кременчугской полосы, в Западно-Грановской и Домотканской полосах Верховцевского района.

Куммингтонитомангнетитовые роговики, узловатые слюдяно-дистеновые сланцы, слюдяно-полевошпатовые роговики развиты в Николаевской полосе района Правобережных аномалий и на других участках. Куммингтонитовые и актинолитомангнетитовые полосчатые роговики встречаются среди мигматитов Донского оврага по р. Ингульцу; наряду с ними здесь наблюдаются и графитовые, слюдяно-андалузитовые, полевошпатизированные сланцы, характерные уже для более высокой ступени метаморфизма. Такие преобразования наблюдаются на Николаевской и Желторецкой полосах Правобережного района и в Веселянской полосе района Конкских аномалий.

Третья группа пород: гнейсы, роговообманковые и пироксеновые, магнетитовые кварциты и др. представляют наиболее сильно метаморфизованные осадки. Среди них выделяется подгруппа преимущественно амфиболовых пород, представленная роговообманковыми магнетитовыми кварцитами и амфиболовыми гнейсами и подгруппа пироксеновых пород, представленная гиперстеномагнетитовыми и авгитомагнетитовыми кварцитами и гиперстеновыми гнейсами, пироксенитами и форстеритовыми ультрабазитами. Породы эти, очевидно, образуются путем дальнейшего метаморфизма пород второй группы (куммингтонитовых), что можно наблюдать во многих местах. Роговая обманка замещает куммингтонит и актинолит; при этом, по-видимому, имеет место привнос Na_2O , Al_2O и CaO .

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ОВРУЧСКОЙ СЕРИИ

Овручская серия представлена песчано-глинистыми осадками, среди которых преимущественно развиты кварциты с прослоями пиррофиллитовых сланцев. В последнее время И. Л. Личаком в составе овручской серии установлены филлиты, глинистые и слюдястые сланцы, кварцевые порфиры, диабазы, порфириты, их метаморфизованные туфы.

Песчано-глинистые отложения овручской серии подверглись различным метаморфическим процессам. Песчаники перекристаллизованы в кварцит. Глинистые сланцы превращены в пиррофиллитовые и слюдястые сланцы. В слюдястых сланцах местами встречается зеленая слюда типа роскоэлита, содержащая ванадий. В этой же толще имеются и более глубоко метаморфизованные породы, представленные дистеновыми кварцитами и сланцами. Наблюдается также мигматизация сланцев и кварцитов. Мигматизированные породы овручской серии встречены в виде ксенолитов в пержанских гранитах. В осницких гранитах также известны ксенолиты полевошпатизированных песчаников, получивших название клесовитов; по составу эта порода отвечает аплиту.

Таким образом, для овручской свиты устанавливаются группы пород различных ступеней метаморфизма: глинистые и слюдястые сланцы, филлиты, пиррофиллитовые сланцы, дистеновые сланцы и мигматиты.

Метаморфизм овручской серии вызван воздействием магматических масс и их метаморфизирующих растворов, обусловивших переработку глинистых осадков в филлиты и кислых туфогенных продуктов в пиррофиллитовые сланцы, реже в слюдяные и дистеновые сланцы, а также вызвавших перенос кремнезема и образование вторичных зон окварцевания в кварцитах. В зонах милонитизации пержанских гранитов под воздействием щелочного метасоматоза наблюдается альбитизация пород,

СВЯЗЬ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД С МАГМАТИЧЕСКИМИ И ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Из рассмотренных материалов по метаморфизму пород в Украинском кристаллическом массиве следует, что переходы от одной метаморфической ступени пород к другой, от метаморфических сланцев и роговиков к кристаллическим сланцам и гнейсам, наблюдаются иногда на коротких расстояниях. Переходы аспидных сланцев в крупнокристаллические слюдяно-гранатовые сланцы, филлитов и слюдястых роговиков в микрогнейсы, аспидно-хлоритовых сланцев — в роговообманковые сланцы и т. п. были прослежены в пределах одной выработки и одной скважины в Кривом Роге, по р. Конке, в районе Правобережных аномалий и на других участках.

Одни и те же стратиграфические горизонты средней железорудной свиты в Саксаганской синклинали на восточном борту Криворожского синклинория представлены глинистыми гидрогематитовыми сланцами, а в Тарапаковской антиклинали на западном крыле Криворожского синклинория — куммингтонито-магнетитовыми сланцами. В них наблюдаются вторичные процессы хлоритизации и рибекитизации куммингтонита. Это не вяжется с представлением о метаморфизме осадков, возникающем под влиянием статических нагрузок вышележащих пород.

Из наблюдений следует, что теория о глубинных поясах метаморфизма является ошибочной и не имеет приложения для пород Украинского кристаллического массива. Эта теория, по которой в качестве причины метаморфизма указывается процесс погружения осадков в различные глубинные зоны и последующего их поднятия, является мета-

физической. Она рассматривает метаморфические процессы в отрыве от тектонических движений и связанных с ними процессов магматизма.

Типичными районами, метаморфизм которых не связывался с магматическим воздействием, считались районы развития саксаганской серии метаморфических сланцев и овручских кварцитов. В настоящее время установлено, что в породы саксаганской серии внедрялись интрузии серых ингулецких гранитов и красных днепровско-токовско-боковянских гранитов, и что эти граниты вызвали различный метаморфизм пород. Под влиянием гранитных интрузий метаморфизованы также и породы овручской серии.

На Николаевском участке района Правобережных аномалий на коротких расстояниях, измеряемых метрами и десятками метров, наблюдаются переходы от глинисто-аспидных ороговикованных сланцев к узловатым слюдяно-дистеновым сланцам, биотитовым и биотито-гранатовым гнейсам и, наконец, к пироксеновым гнейсам и кварцитам. Различный метаморфизм осадков вызван послынными внедрениями серых и красных гранитов.

В Саксаганской синклинали на рудниках им. Дзержинского и им. Ильича, на глубине 1 км и более от поверхности, породы одинаково метаморфизованы по всей мощности, тогда как породы Тарапаковской антиклинали, залегающие выше, метаморфизованы сильнее. Это объясняется тем, что степень метаморфизма вызывается не глубиной погружения осадков, а высотой поднятия в той или иной складчатой зоне магматических масс и растворов, а также тектоническими процессами, готовившими путь и место для размещения магматических масс и проникновения метаморфических агентов.

В области плутонометаморфизма мигматизированные породы саксаганской железорудной серии залегают на несколько километров выше, чем сланцы той же серии в синклиналях. Отсюда следует сделать вывод, что температура и давление при метаморфических процессах являются независимыми переменными. На одной и той же абсолютной глубине могут наблюдаться различные давления, меняющиеся в процессе складчатого перемещения горных пород, с которым неизменно связан и их метаморфизм.

В процессе тектонических движений, при складкообразовании, в местах расслоения пород создаются участки пониженных давлений и ослабление зоны, куда устремляются метаморфизирующие растворы. О неразрывной связи кристаллизации при метаморфических процессах с тектоническим складчатым перемещением пород свидетельствует ориентировка зерен метаморфических минералов параллельно шарнирам складок. Эти ориентировки структур являются надежным критерием при структурно-петрографическом картировании.

На примере изучения железорудных формаций особенно наглядно выступает роль тектонических структур как фактора, создающего условия для фильтрации растворов. Высокая проницаемость пород, обусловленная микропористостью, отчетливо заметна в рудных залежах Кривого Рога. Наблюдения показывают, что при складкообразовании и общем сжатии пород участками проходит их расслаивание, образование открытых трещин и пустот, создававших на глубине области разрежения — вакуумы.

Изучение пород Украинского кристаллического массива не подтверждает теоретическое предположение о пропорциональном увеличении с глубиной парциального давления углекислоты и в связи с этим развития на глубине процессов карбонатизации пород при затухании процес-

сов силикатного метасоматоза. В кристаллическом массиве обычно наблюдается замещение карбонатных пород силикатами. Встречающаяся в отдельных местах карбонатизация силикатов происходит в результате последующих гидротермальных процессов, накладывающихся вторично на процессы натрового и магнезиально-силикатного метасоматоза, уже при более низких температурах.

Необходимо в связи с этим отметить, что карбонатные породы, залегающие в гнейсах, всегда изменены и содержат в том или ином количестве силикаты. Сохранность карбонатов на отдельных участках объясняется неблагоприятными условиями для фильтрации продуктов диссоциации карбонатов и проникновения метаморфизирующих растворов.

Подобные явления сохранения неравновесных систем в условиях изоляции характерны и для других пород: например, в мигматитах с. Лозоватки по р. Ингульцу встречаются слабоизмененные углисто-глинистые сланцы; на других участках, где имели место более благоприятные условия для проникновения метаморфизирующих агентов, углисто-глинистые сланцы превращены в графитовые гнейсы.

В районе р. Ингульца имеются классические обнажения мигматитов, вскрывающие породы различных ступеней метаморфизма; здесь среди мигматитов встречаются пироксено-магнетитовые и роговообманково-магнетитовые кварциты, куммингтонито-магнетитовые и биотито-эпидото-магнетитовые роговики. В районе с. Карачуновка мигматизируются биотито-эпидотовые сланцы, сохранившиеся в виде послонных ксенолитов. Здесь, по-видимому, гранитная магма, мигматизировавшая сланцевую толщу, поднималась в высокие горизонты в переохлажденном состоянии, вследствие чего запас привносимой энергии был недостаточным для преобразования филлитовых сланцев в гнейсы.

Различная интенсивность метаморфизма осадков определяется разными условиями для фильтрации метаморфизирующих растворов. Если подвергающаяся метаморфизму порода обеспечивает хорошую фильтрацию растворов, метасоматические процессы протекают интенсивно.

Изложенное выше свидетельствует о тесной взаимной связи тектонических, магматических и метаморфических процессов и о несостоятельности представлений о метаморфизме глубоких зон под влиянием нагрузки вышележащих пород.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МИГРАЦИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Метаморфические процессы, приводящие к образованию метаморфических сланцев и роговиков, характеризуются слабой подвижностью вещества; в них в основном сохраняется первичный химический состав.

Процесс образования парагнейсов связан с полевошпатизацией и мигматизацией; он протекает при высокой температуре в связи с внедрением гранитной магмы и сопровождается значительным привнесом щелочей в метаморфизируемые осадки.

При температуре мигматизации, обычно не превышающей 800—900°, развивается калийный метасоматоз, проявляющийся в виде микроклинизации. При этом отмечается высокая активность калия, вероятно вследствие насыщенности калием магматических продуктов и недостатка его в боковых породах; очевидно, поэтому в плагиоклазовых гнейсах появляются порфиробласты микроклина.

Микроклинизация наблюдается, например, около жил красных аплитовидных гранитов по р. Ингульцу, пересекающих гнейсы и серые, существенно плагиоклазовые граниты и мигматиты.

Наиболее высокая подвижность метаморфических растворителей проявляется при образовании крупнокристаллических сланцев и различных метасоматитов рядом с ними. Явления калийного метасоматоза развиваются при контактном воздействии пегматитов на ультраосновные породы. При этом в зоне контакта образуются биотитовые сланцы. Мощность биотитовой оторочки иногда не пропорциональна мощности пегматитовых тел; нередко около тонкого пегматитового прожилка наблюдается образование мощной биотитовой зоны, а у крупных жил биотитовая оболочка может быть незначительной. Это показывает, что прожилки и его контакты с боковой породой являлись каналом, по которому проникали активные растворы, насыщенные калием, необходимые для образования биотита. Одновременно с этим происходил вынос в раствор кальция из пироксенов и амфиболов.

Эволюция пегматитового процесса характеризуется сменой микроклин-пертитовых пегматитов мусковитовыми, в связи с падением активности калия и развитием гидролиза полевых шпатов. Ослюденение в пегматитах развивается вместе с формированием крупнокристаллических сланцев, которые обычно наблюдаются в контакте мусковитовых пегматитов. При этом калиевый метасоматоз и гидролиз полевых шпатов захватывают и вмещающие породы в тех местах, где условия для диффузии благоприятны и породы не насыщены калием.

Такой своеобразный процесс ослюденения боковых пород наблюдается, например, в обнажениях по р. Ингульцу в верховьях его правых притоков — балок Сторечей и Лелечики. Вторичные слюдяные сланцы наблюдаются также к югу от балки Власовой, в овраге у с. Богдановки и в других местах.

Широким развитием в Украинском кристаллическом массиве пользуется натриевый и натриево-железистый силикатный метасоматоз, проявляющийся в процессах альбитизации, эгиринизации и рибекитизации, которые возникли в связи с интрузиями днепровско-токовско-боквянских и коростенских гранитов, а также пород щелочного комплекса Приазовья.

Наблюдения Н. П. Семененко подтверждают, что натриевый метасоматоз связан с особой натриевой фазой пегматитового процесса. В самих пегматитах можно видеть замещение ранее образовавшихся минералов альбитом.

По рр. Каменке, Базавлуку и Саксагани встречаются кварцевые жилы, в которых образовались своеобразные альбито-амфиболовые породы, получившие название базавлукитов. Подобные метасоматические образования широко развиты среди гранитов, пегматитов и гнейсов, как правило, в зонах тектонических нарушений. В связи с этими же метасоматическими процессами образовались широко представленные в рассматриваемом районе эпидозиты. Появление этих пород связывается здесь с интрузиями красных днепровско-токовских гранитов.

Такой же натриевый метасоматоз привел к образованию зон розовых альбитов среди красных микроклиновых гранитов, залегающих у с. Покровского по р. Аджамке на Ингуло-Ингулецком водоразделе. Здесь же в зонах дробления гранитов имел место натриево-железисто-магнезиальный метасоматоз; он проявляется образованием рибекита и магнезиально-железистых слюдок.

Процессы натриевого и натриево-железисто-магнезиального метасоматоза зон раздробления коростенских гранитов, развитых в западных краевых частях массива, описаны В. И. Бартошевским. Эти породы раньше принимались за первичные магматические щелочные породы. Процессы ошелачивания гранитов описаны также В. И. Кузьменко и

И. Д. Царовским для Приазовья по р. Кальмиусу в связи с формированием пород щелочного комплекса.

В сланцах и железистых породах саксаганской железорудной серии также известны щелочные породы с альбитом, эгирином и рибекитом.

В последнее время по р. Ингульцу в районе с. Лозоватки Н. П. Семенов в гранитах были встречены жилки зеленой роговой обманки, образование которой связано с магнезиально-силикатным метасоматозом, развитым в тектонических раздробленных зонах. Химический состав этой роговой обманки следующий: SiO_2 — 53,0; TiO_2 — 0,18; Al_2O_3 — 3,09; Fe_2O_3 — 2,01; FeO — 8,48; MgO — 17,0; MnO — 0,32; CaO — 12,61; K_2O — 0,47; Na_2O — 0,8; п. п. п. — 1,71; F — 0,16.

Наряду с амфиболом, в описываемых жилках встречаются альбит, эпидот и небольшое число карбонатов. Выделение альбита предшествовало образованию амфибола, а образование в незначительных количествах карбонатов на отдельных участках завершило метасоматический процесс.

Магнезиально-силикатный метасоматоз наблюдается в сланцах железорудной формации в виде зон вторичных хлорито-биотитовых сланцев и прожилков спутано-волокнистого хлорита. Хлоритизация идет после натриевого щелочного метасоматоза.

Наконец, известны также проявления карбонатного магнезиально-кальциевого метасоматоза в виде доломитизации силикатных пород и еще более позднего отложения в них кальцита, анкерита и кварца. Такой процесс доломитизации широко развит среди пород железорудной формации: сланцев, железистых роговиков и руд. При этом наряду с анкеритом образуются флогопит, биотит, хлорит и роскоэлит. Последняя стадия карбонатного метасоматоза нередко сопровождается выделением сульфидов. Особым развитием процесс карбонатного метасоматоза пользуется при метаморфизме ультраосновных пород, когда образуются талько-магнезитовые и талько-доломитовые породы.

Во многих метаморфических процессах активное участие принимает свободный кремнезем, обладающий высокой подвижностью. Кварц выпадает в конце пегматоидного процесса, при гидратации пород, сопровождающейся образованием кварцево-мусковитовой части пегматита. Процессы окварцевания наблюдаются также в ультрабазитах вблизи участков образования реакционных серий биотитовых и тальковых сланцев. Такие вторичные кварциты известны, например, в районе с. Славгорода. Вторичные кварциты, образующиеся по сланцам, наблюдаются в Восточной Анновской полосе у карьера Кочубея и в других местах. Мощные кварцевые линзы с мусковитом и в меньшем количестве с турмалином наблюдаются в кварцитах, в тесном сростании с последними, что указывает на формирование этих тел в условиях взаимодействия с вмещающей средой. Такой процесс вторичного окварцевания хорошо прослеживается в овручских кварцитах.

На протяжении всех этапов щелочного натриево-железистого и карбонатного метасоматоза кварц неустойчив. Он легко замещается и выносятся растворами и только в конце карбонатно-кальциевого метасоматоза образует кварцевые и кварцево-анкеритовые жилы.

Особенно интенсивно выщелачивание и замещение кварца наблюдаются в полосчатых железистых роговиках саксаганской железорудной серии. Здесь в зонах, нарушенных мелкой складчатостью, в расслоенных железистых роговиках с тонким кливажем растяжения, где создавались благоприятные условия для циркуляции растворов, проходило интенсивное выщелачивание и замещение кварца магнетитом, гематитом, карбонатом. В связи с этим здесь образовались богатые залежи железных руд.

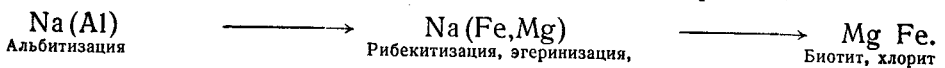
Возникновение обогащенных железом растворов происходит при циркуляции их в железистых толщах, а выпадение отвечает этапу магнезиально-железистого метасоматоза.

В процессе силикатно-натриевого метасоматоза при альбитизации, одновременно с натрием привносится и Al_2O_3 . Привнос Al_2O_3 несомненен, хотя и наблюдается тенденция к избирательному метасоматозу, т. е. к предпочтительному развитию альбитизации в сланцах, содержащих первичный глинозем, а не в железистых роговиках. С другой стороны, при рибекитизации и эгиринизации одновременно с Na в реакции участвуют Fe и Mg; такой процесс можно, например, наблюдать в гранитах по р. Аджамке. При образовании базавлукитов — зернистых метасоматических пород с альбитом и щелочным амфиболом — проявляется натриевый и магнезиально-железистый силикатный метасоматоз, завершающийся образованием цоизитов. Отмечается также одновременное появление амфибола, эпидота и карбонатов.

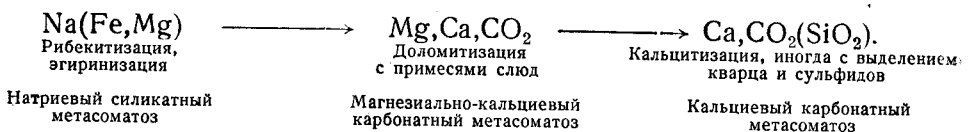
Наблюдения показывают, что подвижные элементы при метаморфизме проявляются либо последовательно, либо совместно, иногда повторно, в разных, но закономерных ассоциациях. В соответствии с различными метасоматическими процессами выделяются различные парагенетические группы подвижных элементов.

Так, в высокотемпературных условиях при развитии микроклинизации боковых пород наблюдается подвижность Na_2O , K_2O , SiO_2 и Al_2O_3 . При процессах ослюденения и гидролиза полевошпатовых молекул с выносом калия и понижением его концентрации наблюдается подвижность H_2O , K_2O , SiO_2 .

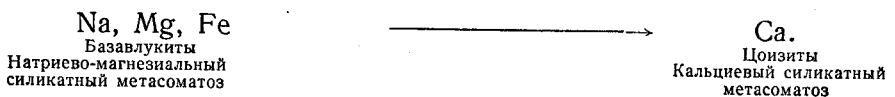
В железорудных толщах саксаганской серии в связи с развитием натриевого силикатного метасоматоза и магнезиально-силикатного метасоматоза наблюдается следующий парагенетический ряд подвижности:



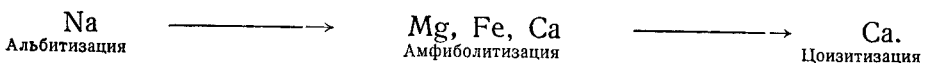
На других участках при более низкотемпературных условиях натриевый силикатный метасоматоз, проявляющийся в виде рибекитизации и эгиринизации, сменится затем магнезиально-кальциевым карбонатным метасоматозом, с выделением жил кварца с кальцитом; здесь наблюдается следующий парагенетический ряд подвижности:



В высокотемпературных условиях при образовании метасоматических базавлукитов и цоизитов по р. Базавлуку наблюдается следующий парагенетический ряд:



По р. Ингульцу в метабазитах при образовании амфиболов и эпидота намечается такой парагенетический ряд:



В двух последних случаях мы наблюдаем условия равновесия, когда одновременно устойчивы альбит, эпидот и роговая обманка.

Для низких ступеней динамотермального метаморфизма характерны высокая подвижность кальция, вынос его из плагиоклаза и роговой обманки и образование зеленых сланцев вначале с устойчивым парагенезисом — альбит, эпидот, актинолит и хлорит, а затем хлорит, кварц и карбонаты.

В наблюдаемых нами случаях, особенно в области развития днепровско-токовско-боковянских гранитов, наступает смена щелочных металлов щелочно-земельными металлами в порядке их основности. В связи с этим следует полагать, что степень метасоматической активности в зонах фильтрации тех или иных компонентов на определенных этапах обуславливается степенью основности металлов. Вначале реагируют с боковыми породами и фиксируются в них сильные основания, находящиеся в растворе (в первую очередь калий). После того как концентрация калия в постмагматическом метаморфизирующем растворе снижается (вследствие его выпадения), в растворе повышается концентрация натрия, который становится наиболее активным метасоматическим компонентом растворов, под воздействием которого развиваются процессы натриевого метасоматоза, идет диффузия натрия из раствора в боковую породу, а концентрация его в растворе снижается. В остаточных растворах возникают активные концентрации менее сильных оснований Fe, Mg, Ca, обуславливающие развитие магнезиально-силикатного и кальциевого силикатного метасоматоза и образование амфиболов и цоизитов.

В условиях более низкой температуры образуются водные магнезиальные силикаты — биотит и хлорит. На всех этих этапах натриевого, магнезиального и кальциевого силикатного метасоматоза кварц неустойчив; он замещается и выносятся раствором.

На следующих этапах для еще более поздних остаточных растворов наблюдается смена силикатного метасоматоза карбонатным магнезиально-кальциевым метасоматозом и, наконец, кальциевым карбонатным метасоматозом. Смена силикатного метасоматоза карбонатным связана, очевидно, с потерей растворами избыточного CO₂, удерживающего в растворах бикарбонаты магния и кальция. При этом вначале наблюдаются переходные ступени, когда наряду с карбонатами — доломитом и анкеритом — выделяются магнезиальные силикаты — слюды и хлорит. Позднее развивается кальциевый карбонатный метасоматоз, происходит отложение кальцита. Этот процесс развивается после того, как магний выпадает из раствора и фиксируется в боковых породах. В конце процесса, наряду с кальцитом, выделяется свободный кремнезем, идущий на образование кварцевых и кварцево-анкеритовых жил с сульфидами.

Здесь рассмотрен порядок нарастания активных концентраций подвижных компонентов и их метасоматического выпадения из растворов. Представление о выделении остывающим расплавом уже фракционированных, пульсирующих растворов, насыщенных сначала одним компонентом, затем другим и т. д., не дает удовлетворительного объяснения этих процессов. Они (эти процессы) полнее объясняются при помощи установленного А. Е. Ферсманом закона дифференциации, закономерной эволюции постмагматических растворов, заключающейся в сбрасывании растворами на различных этапах процесса определенных компонентов.

Растворы формируются во взаимодействии с боковыми породами и содержат подвижные порообразующие компоненты, которые выпадают из раствора или обогащают его в определенной последовательности при взаимодействии с твердой средой.

Разность насыщенности растворов и боковых пород подвижными компонентами порождает диффузию последних из растворов в боковую

породу и обратно — из боковой породы в растворы. При этом происходит выпадение из раствора в боковую породу одних компонентов и вынос в раствор других. Так, например, при образовании биотита из пироксена и амфибола из растворов привносится калий, а выносится в раствор кальций. Растворы, из которых часть компонентов перешла в боковую породу и которые получили часть других компонентов из боковой породы с пониженным уже градиентом концентрации по отношению к этой породе, фильтруются дальше, а новые порции растворов снова восстанавливают первоначальный высокий градиент концентрации первых компонентов. Так мыслится процесс фильтрации метаморфизирующих растворов, при котором одни компоненты остаются в породе, а другие из породы выносятся в раствор.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Дальнейшие исследования магматизма и связанных с ним метаморфических процессов целесообразно направить на изучение петрогенетических и возрастных соотношений пород, закономерностей в формировании магм различного состава в ходе геологической истории, выяснение роли палингенеза и ассимиляции, а также метасоматических процессов, связанных с магматическими эманациями. Выяснение генетической природы чарнокито-монцитов, чудновско-бердичевских гранитов, порфировых и серых мелкозернистых гранитов, щелочных пород и т. д. представляет также интересную область для дальнейших петрогенетических исследований.

Одной из ближайших задач является изучение интрузивных массивов с точки зрения их полной петрографической характеристики, акцессорной минерализации и ее распределения по контуру массива, а также геохимических особенностей их пегматитов и пород, связанных с постмагматическими процессами. Необходимо изучить строение интрузивных массивов и выделить в них участки, являющиеся областями питания россыпей акцессорными минералами, в первую очередь такими, как циркон, рутил, касситерит и др. Необходимо тщательное расчленение фаз магматической деятельности в габбровом массиве Вольни и составление структурно-петрографической карты с тем, чтобы проследить направление зон развития меланократовых фаций габбросодержащих участков, обогащенных ильменитом и, возможно, сульфидами.

Очередной задачей является дальнейшее исследование закономерностей в размещении пояса пегматитовых месторождений среди коростенских гранитов, вдоль восточного контакта габбрового массива и изучение критериев оценки пьезокварцевых месторождений в пегматитовых телах. Целесообразно проследить распространение участков щелочного метасоматоза, окаймляющего Коростенский массив гранитов, и выяснить их связь с фазами постмагматических растворов самих коростенских гранитов, с дополнительными магматическими выделениями. С этих же позиций должны быть изучены и массивы габбро и гранитов рапакиви района Смелы и Ново-Миргорода Черкасской области. Весьма важно дальнейшее изучение петрогенетических взаимоотношений щелочных массивов Приазовья и истории их формирования, детальное изучение их акцессорной минерализации, а также гидротермальных процессов, связанных с этими щелочными массивами, как, например, флюорит-карбонатной минерализации Петровско-Гнутовского месторождения. Следует обратить также внимание на изучение петрологических особенностей

пульсирующих магмопроявлений плутонов, связанных с разломами, изучить их отличия от магмопроявлений в складчатых структурах.

Необходима дальнейшая разработка критериев различия магматогенных амфиболитов и парамфиболитов как продуктов метаморфизма железистых осадков. Это имеет большое научно-практическое значение для изучения петрогенезиса метабазитов кристаллического массива и выделения среди них пород, содержащих хром, титан, никель и другие полезные компоненты. Возможно удастся выделить среди них эффузивные (покровные) и интрузивные формы, пластовые дайковые или лакколитовые тела. В ближайшее время главное внимание следует уделить изучению толщ саксаганской и метабазитовой серий на широких площадях магнитных аномалий в связи с поисками богатых железных руд и других полезных ископаемых. Изучение петрогенезиса этих пород и выявление различных ступеней метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ необходимо для сопоставления между собой различных стратиграфических горизонтов.

Заслуживают глубокого изучения контактово-метасоматические зоны, возникшие под воздействием процессов щелочного, магниезиально-силикатного и карбонатного метасоматоза, обусловившего образование слюдяных сланцев, актинолитовых и тальковых сланцев, тальково-магнезитовых пород, альбититов и щелочных рибекитовых и эгириновых сланцев, вторичных метасоматических доломитизованных пород и т. п.

Дальнейшее изучение процессов рудообразования в Криворожье, выяснение генезиса богатых железных руд связано с выявлением зависимости между красно-железняковыми, синими гематитовыми и магнетитовыми рудами. Заслуживает внимания процесс метаморфизма овчурской свиты в связи с гидротермальным метасоматозом, обусловившим образование ванадистых слюдок, слюдяно-дистеновых, пиррофиллитовых сланцев и альбитизированных пород. Необходимо изучить также процессы мигматизации пород овчурской серии и выяснить природу клеосвитов.

ТЕКТОНИКА

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Украинский кристаллический массив вытянут в северо-западном направлении в виде дуги, обращенной выпуклостью на юго-запад. Длина дуги 1000 км, ширина до 300 км. Общая площадь Украинского кристаллического массива около 200 тыс. км². С севера он ограничен глубоким прогибом Днепровско-Донецкой впадины, с запада и юго-запада окаймляется нижнепалеозойскими толщами. Погружающиеся к западу породы кристаллического массива перекрыты образованиями острожской серии, а выше последовательно — кембрийскими, силурийскими и девонскими толщами Волыно-Подольской плиты, прикрытыми мезозойскими осадками. Глубина погружения поверхности кристаллического массива в районе г. Ровно по геофизическим данным составляет 1400 м.

Выходы нижнепалеозойских толщ, налегающих на кристаллический массив, наблюдаются по р. Днестру, в районе г. Могилев-Подольска. Южнее, в районе г. Одессы, силурийские отложения погружаются уже на глубину 800 м.

Связь нижнепалеозойских структур с подвижками кристаллического фундамента проявилась в виде разломов, по которым проходило погру-

жение кристаллического массива в районе Вольно-Подольской плиты. Высказывались предположения, что с палеозойскими разломами и глыбовыми перемещениями в пределах выходов пород кристаллического массива связано формирование коростенского интрузивного комплекса габбро и гранитов. Однако определения абсолютного возраста пород свидетельствуют о протерозойском возрасте коростенского интрузива. По последним геофизическим данным вдоль западного склона кристаллического массива выявляется уступ, который приурочен к предполагаемому здесь разлому субмеридионального простираения, проходящему примерно по линии выходов на поверхность кристаллических пород.

Вдоль северной границы Украинского кристаллического массива с Днепровско-Донецкой впадиной поверхность массива, как уже упоминалось выше, полого погружается к северо-северо-западу и перекрывается палеозойскими и мезозойскими отложениями. В восточной — приазовской части кристаллического массива, вдоль его северной границы со складчатым Донбассом, наблюдается серия разломов типа взбросов. В верховьях р. Еланчика, по данным скважин, карбоновые отложения встречены на отдельных участках, опущенных в грабены, среди пород кристаллического массива. Таким образом на кристаллическом фундаменте палеозойские структуры отразились главным образом в виде разломов.

Как можно судить по анализу фациальных особенностей каменноугольных осадков, приазовская часть докембрийского кристаллического массива в карбоне была перекрыта мощной толщей осадочных пород, но после верхнегерцинских тектонических движений была приподнята и подверглась эрозии. Южнее выходов кристаллических пород поверхность массива полого погружается в Азово-Черноморскую впадину; к западу от г. Николаева отмечен некоторый подъем поверхности кристаллического массива. На пологом северном склоне поверхности массива наблюдаются поперечные углубления. Западнее последнего выхода кристаллических пород, по р. Днепру в районе с. Табурище, прослежено понижение поверхности массива, выполненное юрскими и третичными отложениями. Ряд исследователей связывает образование этой впадины с дизъюнктивными мезозойскими опусканиями. Западнее г. Павлограда наблюдается резкий изгиб к югу границы выхода кристаллических пород массива и контура перекрывающей нижнекарбоновой толщи, что связывается с поперечными смещениями субмеридионального простираения. Скважинами, вскрытыми каменноугольные отложения между гг. Павлоградом и Ново-Московском, установлен ряд поперечных смещений, однако отмечается, что многие мелкие смещения затухают в сторону контакта с кристаллическим массивом. По меридиану гг. Орехова и Павлограда выявляется поперечная впадина в поверхности кристаллического массива, получившая название Ореховского рва; в пределах этой впадины мощность третичных и четвертичных отложений превышает 100 м.

В приазовской части кристаллического массива, в Конкско-Ялынской впадине, в последнее время А. А. Гойжевским обнаружен сброс широтного простираения; этот сброс захватывает также меловые и нижнетретичные отложения.

Внутренняя структура Украинского кристаллического массива довольно сложна (рис. 21). Как уже отмечалось выше, массив сформировался на основе трех серий образований, слагающих древнейшие складчатые сооружения, и пронизан интрузиями, сопровождавшими складчатые процессы. Кроме того, в его составе отмечаются постскладчатые магматические массивы, внедрение которых связано с более поздними разломами.

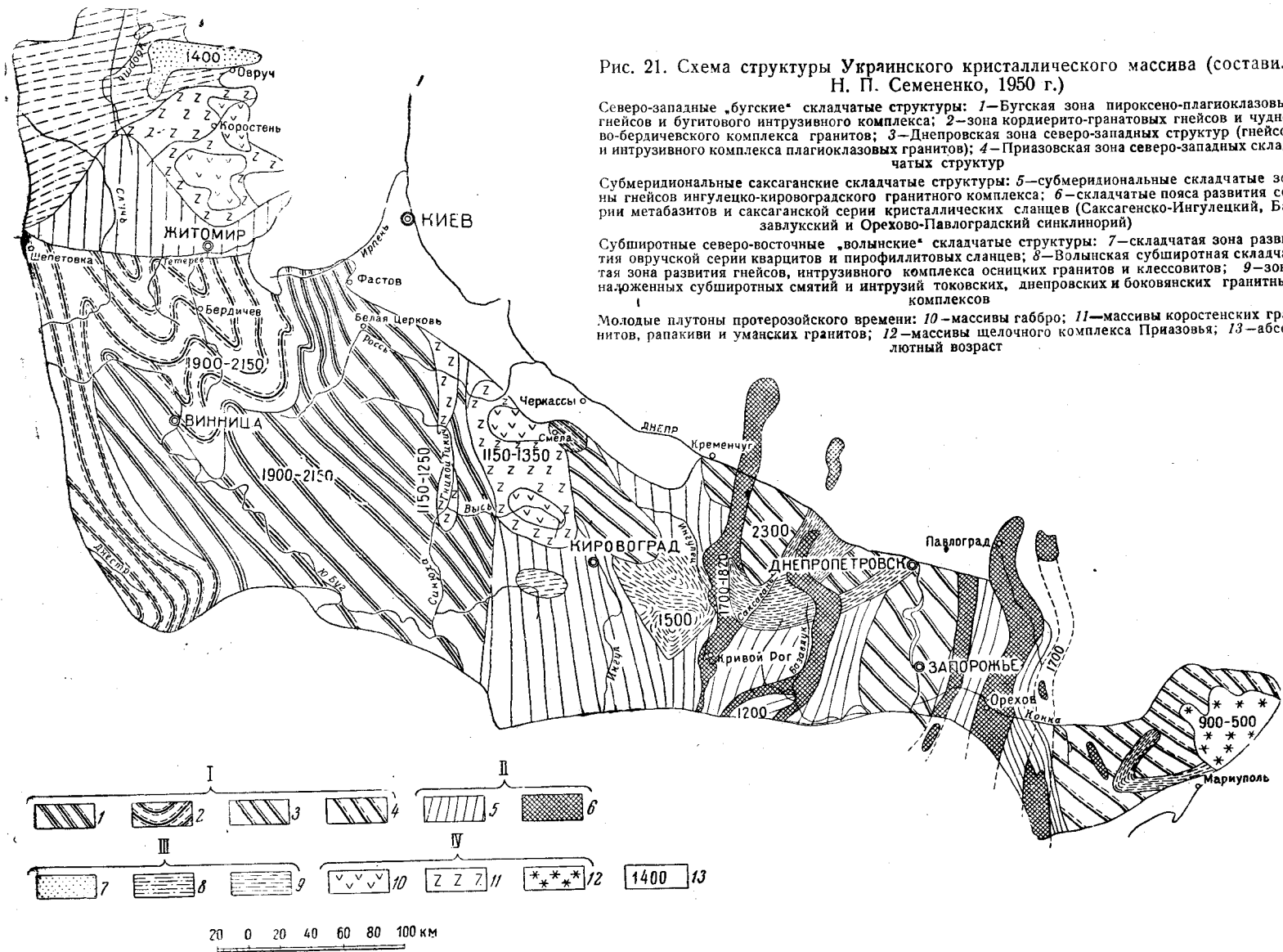


Рис. 21. Схема структуры Украинского кристаллического массива (составил Н. П. Семененко, 1950 г.)

Северо-западные „бугские“ складчатые структуры: 1—Бугская зона пироксено-плагиоклазовых гнейсов и бугитового интрузивного комплекса; 2—зона кордиерито-гранатовых гнейсов и чудново-бердичевского комплекса гранитов; 3—Днепровская зона северо-западных структур (гнейсов и интрузивного комплекса плагиоклазовых гранитов); 4—Приазовская зона северо-западных складчатых структур

Субмеридиональные саксаганские складчатые структуры: 5—субмеридиональные складчатые зоны гнейсов ингулеcko-кировоградского гранитного комплекса; 6—складчатые пояса развития серии метабазитов и саксаганской серии кристаллических сланцев (Саксагенско-Ингулецкий, Базавлукский и Орехово-Павлоградский синклиналии)

Субширотные северо-восточные „волынские“ складчатые структуры: 7—складчатая зона развития овручской серии кварцитов и пиррофиллитовых сланцев; 8—Волынская субширотная складчатая зона развития гнейсов, интрузивного комплекса осницких гранитов и клессовитов; 9—зона наложенных субширотных смятий и интрузий токовских, днепровских и боковянских гранитных комплексов

Молодые плутоны протерозойского времени: 10—массивы габбро; 11—массивы коростенских гранитов, рапакиви и уманских гранитов; 12—массивы щелочного комплекса Приазовья; 13—абсолютный возраст

Разные по возрасту структуры складчатых сооружений имеют различные направления и прослеживаются на отдельных участках Украинского кристаллического массива. В наиболее приподнятых, а следовательно и наиболее глубоко проникших срезях выступают древнейшие сооружения. Местами и среди пород верхнего структурного яруса, сложенного более молодыми образованиями, наблюдаются выступы древних структур, выдвинутых в антиклинальных ядрах и в тектонических блоках. Эти выступающие древние структуры деформированы наложенной на них последующей более молодой складчатостью. На таких участках наглядно проявляется влияние новых деформаций на древние структуры нижнего складчатого яруса.

Для расшифровки тектонического строения сложно-смятых участков кристаллического массива большое значение имеет детальный анализ микроструктур, который позволяет проследить механизм движений горных масс и расчлнить их во времени и пространстве. Непосредственные наблюдения над мелкими структурами и съемка больших площадей позволили в последнее время разработать схему строения ряда крупных участков кристаллического массива (работы Н. П. Семененко, И. С. Усенко, Ю. Ю. Юрка, И. Л. Личака и др.).

Анализ структур кристаллического массива позволил сделать ряд выводов, важнейшим из которых является установление факта подчиненности интрузивных явлений складчатым процессам. Размещение и кристаллизация интрузивных масс внутри пород, слагающих складчатые структуры, проходила для подавляющего числа случаев в процессе формирования самих складчатых структур. Поэтому ведущим направлениям простиранья складчатых систем соответствует направление залегания как метаморфических, так и магматических образований. Общая схема тектонического районирования кристаллического массива дана Н. П. Семененко (см. рис. 21).

Согласно этой схеме, наиболее древней в кристаллическом массиве является Бугско-Днепровская складчатая система. Вслед за ней проходило образование саксаганских складчатых сооружений субмеридионального простиранья, слагающих центральную часть кристаллического массива. Следующими, еще более молодыми, являются волинские складчатые структуры субширотного северо-восточного простиранья, развитые главным образом в северо-западной части кристаллического массива; кроме того, субширотная дислокация наблюдается в виде наложенных структур в центральной части кристаллического массива и в Приазовье. Наконец, выделяются области развития Коростенского, Новомиргород-Корсунского плутонов и Приазовского щелочного массива, относимых к более молодым интрузивным образованиям и связанным с разломами в кристаллическом массиве.

Бугско-Днепровская складчатая система. По р. Южному Бугу развиты биотитовые и биотито-плагиоклазо-пироксеновые гнейсы, интродуцированные породами чарнокито-монцонитового магматического комплекса и красными аплитовидными гранитами. Породы образуют сжатые крутые складки в основном северо-западного простиранья. Чарнокито-монциты приурочены преимущественно к ядрам антиклиналей; синклинали слагаются гнейсами и мигматитами. Крупные массивы чарнокито-монцитов, перемежающиеся с гнейсами и мигматитами, развиты в верхнем течении р. Южного Буга. В этой области развития северо-западных складчатых структур наблюдаются поперечные изгибы северо-восточного простиранья. К ним относятся Завальевская и Хошеватская складки, которые отличаются круто падающими шарнирами, погружающимися под углом 60—70°. Такой же резкий северо-восточный изгиб наблюдается

и среди простирающихся в северо-западном направлении полос гнейсов и мигматитов по р. Днестру.

На водоразделе между рр. Бугом и Тетеревом, по рр. Гнилопяти, Росси, Роське и др. обнажается массив чудновско-бердичевских гранитов, окаймленный мигматитами и кордиерито-гранатовыми гнейсами. Он залегает в ядре сложено построенного антиклинория. На севере массив пересекается житомирскими гранитами. По р. Случи развиты полимигматиты чудновско-бердичевских кордиерито-гранатовых гранитов, также рассеянных житомирскими гранитами. Здесь прослежен ряд синклиналильных складок северо-западного простирания, в которых выходят гнейсы, и антиклинальных складок, в которых выходят чудновско-бердичевские граниты.

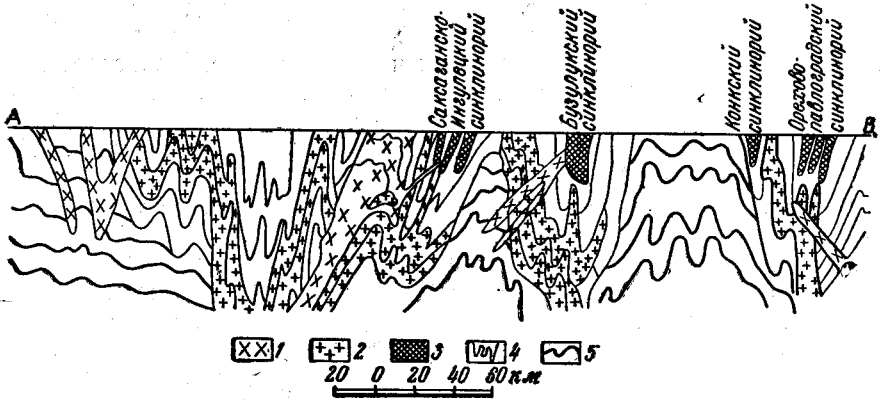


Рис. 22. Схематический структурный разрез Украинского кристаллического массива

1—интрузивный комплекс боковьянских и днепровских гранитов; 2—ингулецкий интрузивный комплекс; 3—саксаганская серия и серия метабазитов; 4—субмеридиональные складчатые зоны гнейсов и мигматитов; 5—интрузивные и гнейсовые комплексы северо-западных „бугских“ складчатых структур

В окрестностях г. Днепропетровска по р. Днепру, параллельно его течению от г. Кременчуга до с. Сухачевки, прослеживается полоса складчатых структур северо-западного простирания, участками смятая и разбитая на отдельные блоки позднейшими складчато-интрузивными процессами (рис. 22). Эти же складчатые структуры прослеживаются и далее к северо-западу. Они сложены мигматитами и плагиоклазовыми гранитами. По р. Днепру, на участке от с. Мишурина Рога до с. Романково, прослеживаются северо-западные складчатые структуры, сложенные толщей гнейсов и их мигматитов, падающей полого под углом 20—40°. Между сс. Дюмотканью и Корбино они пересекаются массивом красных гранитов, внедрившихся в связи с повторными северо-восточными субширотными смятиями. В районе сс. Мишурина Рога и Тахтайки обнажается блок полимигматитов, в котором северо-западные складчатые структуры смяты поперек флексуорообразной складчатостью. В районе г. Верхнеднепровска наблюдается зона с развитой системой субпараллельных микросмещений и смятий, по которым проходила инъекция и внедрение розовых аплитов.

Между сс. Корбиным и Тритузным блок северо-западных складчатых структур, сложенных гнейсами, также дислоцирован субширотной флексуорообразной складчатостью. В районе г. Кременчуга блок северо-западных складчатых структур в западной части контактирует с Табурищенским массивом порфировых гранитов, простирающихся в субмери-

диональном направлении. В восточной части эта зона гранитов, мигматитов и гнейсов северо-западного простираения пересекается субмеридиональной полосой саксаганских складчатых сооружений, включающих породы саксаганской серии магнитных аномалий г. Кременчуга, сс. Онуфриевки, Успеновки и Млынков, интродуцированных серыми гранитами и их аплитами. Общая ширина этого пояса субмеридиональных структур, содержащих породы саксаганской и метабазитовой серии, около 11 км. В этой зоне по р. Днепру прослежены корни древнейших структур, залегающих под саксаганскими складчатыми сооружениями субмеридионального простираения. Северо-западные складчатые структуры развиты также и в приазовской части кристаллического массива.

Древнейшие бугско-днепровские складчатые комплексы представляют собой сложные образования, интродуцированные различными магматами.

Абсолютный возраст всего бугско-днепровского структурного яруса, имеющего сплошное распространение, особенно на больших площадях в Бугско-Подольской части кристаллического массива, определяется в 1900—2150 млн. лет. Однако в Приднепровье местами выступают отдельные блоки и еще более глубоколежащего структурного яруса. Эти образования имеют абсолютный возраст уже в пределах 2300—2800 млн. лет.

Саксаганская складчатая система. Эта складчатая система субмеридионального простираения занимает центральную часть кристаллического массива. Она представляет собой пояс кристаллических пород шириной около 300 км, протянувшийся от Орехово-Павлоградской полосы на востоке до меридиана р. Ингул. Далее на запад к этой системе относится участок кристаллического массива с структурами субмеридионального простираения в бассейне рр. Тикичей. Эта складчатость простирается с юга от г. Херсона на север через всю обнаженную часть Украинского кристаллического массива и дальше к северу прослеживается под мезозойскими и палеозойскими отложениями в виде магнитных аномалий Кременчугской и Павлоградской зон в Днепровско-Донецкой впадине. Продолжение саксаганских складчатых сооружений отмечается на Русской платформе, в районе Курских магнитных аномалий. Таким образом, пояс сооружений саксаганской складчатой системы протягивается в субмеридиональном направлении на протяжении более 1000 км.

Процессы складкообразования, создавшие саксаганские складчатые структуры, сопровождались интрузией ингулецкого комплекса, представленного серыми равномернозернистыми и порфировыми гранитами. Саксаганская система сложена рядом нешироких синклинориев (15—20 км), разделенных антиклиноориями. Внутри синклинориев развиты складки, образованные железисто-кремнистыми породами саксаганской серии и толщами метабазитов. Среди синклинориев выделяется Криворожско-Кременчугский, простирающийся в субмеридиональном направлении через весь кристаллический массив, от с. Николо-Козельска на юге до ст. Бровары на севере (северный склон Днепровско-Донецкой впадины). В 40—50 км к востоку от этого синклинория, в бассейне р. Базавлука, прослежен Чертомлыкско-Верховцевский или Базавлукский синклинорий, сложенный породами железорудной формации саксаганской и метабазитовой серий.

На левобережье Днепра в субмеридиональном направлении протянулась Конкская складчатая зона, также содержащая породы железорудных формаций саксаганской и подстилающей ее метабазитовой серии, слагающих Конкские магнитные аномалии. Южным продолжением

этой складчатой зоны на склоне кристаллического массива является Белозерская магнитная аномалия, кристаллический фундамент в районе которой погружен на глубину 250—300 м.

Еще дальше к востоку, на протяжении около 150 км, простирается в субмеридиональном направлении Орехово-Павлоградский синклинорий, сложенный прорывающейся серией складок. Складки образованы породами железорудной формации, переслаивающимися то с гнейсами, то с метабазитами. Восточнее г. Орехова, уже в Приазовской части кристаллического массива, прослежен район развития железорудных формаций (Корсак-Могила, Куксунгур-Могила, Каменная Могила, с. Стульнево и Гуляй-Польская аномалия).

Наиболее подробно изучено строение Криворожско-Кременчугского (Саксаганского) синклинория, для которого характерно развитие чешуйчатых, сливающихся по простирацию складок. В складки внедрились купольные многослойные массивы серых гранитов, интенсивно мигматизировавшие толщу. Эти складки нередко прерываются позднейшими субширотными деформациями и сопровождающимися их интрузиями более молодых красных гранитов через 1—5 км. Но некоторые из них прослеживаются на протяжении до 60 км. Наконец, среди пород Криворожско-Кременчугского синклинория встречены зоны мигматитов, включающие ксенолиты пород железорудных формаций.

Общая ширина синклинория достигает 15—20 км; он занимает водораздел рр. Ингульца, Саксагани, Зеленой и Желтой и прослеживается в нижней части течения р. Саксагани от ее устья до с. Великих Тернов, а также по рр. Зеленой, Желтой и по р. Ингульцу от с. Николо-Козельска до р. Овнянки. К северу от верховьев рр. Желтой и Зеленой синклинорий занимает водораздел этих рек с р. Днепром, проявляясь в виде цепи правобережных магнитных аномалий, а еще далее на север, на левом берегу р. Днепра, в виде Кременчугской магнитной аномалии. В пределах складчатой зоны синклинория выделяются следующие синклинальные структуры, сложенные породами саксаганской серии: Ингулецко-Саксаганская сложная синклиналь, Западно-Анновская синклинальная полоса и ее продолжение — группа аномалий и выходов графитовых гнейсов по р. Зеленой; Восточно-Анновская полоса; Желторецкая синклинальная полоса; западная зона ингулецких мигматитов, включающих породы саксаганской серии, и амфиболиты метабазитовой серии; полоса правобережных магнитных аномалий сс. Попельнастого, Зеленого, Млынков, Николаевки, Успеновки и др.; Кременчугская синклинальная полоса. Все вместе они образуют ветвящуюся и прерывающуюся цепь сжатых складок, протянувшихся приблизительно на 250 км.

Ингулецко-Саксаганская синклиналь, в которой сосредоточены основные разведанные запасы богатых железных руд, прослеживается примерно на 60 км в субмеридиональном направлении. Она представляет сложную структуру (с опрокинутыми крыльями, надвигами внутри и срезаным по надвику западным крылом), состоящую из Южной Ингулецкой синклинали длиной 20 км, Тарапако-Лихмановской антиклинали и Центрального Криворожского синклинала. В северной ее части, по балке Северной Червоной у с. Алексеевки, выходят так называемые западные параллельные полосы пород железорудной формации, которые представляют, по-видимому, выдвинутое западное крыло синклинали, возможно на глубине смыкающееся с Тарапаковским антиклиналом.

Саксаганская полоса в районе с. Великих Тернов, у балки Приворотной, образует резкий флексурный изгиб; ее северным продолжением является Восточно-Анновская полоса, сдвинутая к западу и проходящая через бывший рудник Кочубея.

Западно-Анновская полоса южнее балки Недай Воды почти примыкает к западному борту Саксаганской синклинальной полосы и прослеживается на север по рр. Желтой и Зеленой до с. Зеленого. К северу от хут. Петровского, по р. Зеленой, Западно-Анновская полоса разделяется и на расстоянии 12 км образует цепь мелких магнитных аномалий по правому и левому берегам р. Зеленой, замыкающуюся в с. Зеленом; в ядре их залегает массив серых гранитов с купольной структурой. Через эту цепь мелких аномалий между сс. Желтым и Зеленым Западно-Анновская полоса сливается в с. Желтом с Желторецкой синклинальной полосой. Последняя прослеживается на протяжении 28 км, от с. Желтого на севере до балки Раздоры на юге. В северной своей части она расщепляется на серию чешуйчатых складок и прорывается.

К западу от Саксаганской и Анновских синклинальных полос на протяжении 15—20 км прослеживается еще одна полоса мигматитов, содержащая цепь ксенолитов, образованных породами саксаганской серии и метабазами (сс. Андреевка, Моисеевка, Донской овраг, сс. Марьяновка, Лозоватка, балка Суперечная, хут. Веселый Кут и др.). Между рр. Желтой и Ингульцом на параллели с. Петрово отмечены три синклинальные полосы, сложенные породами железорудной формации. Западнее их в районе балок Власовой и Водяной развита серия графитовых гнейсов и сланцев, содержащих в нижней части прослой известняка. Эта серия, по-видимому, является аналогом верхнесланцевой свиты саксаганской серии.

К северу в районе р. Овнянки, на водоразделе рр. Овнянки и Ингульца наблюдается группа магнитных аномалий с выходами кварцитов, относящихся также к саксаганской серии. Между этими полосами выступают массивы серых гранитов, тесно сливающиеся с мигматитами и приуроченные к ядрам антиклиналей. Необходимо отметить, что строение Криворожско-Кременчугского синклинория еще более сложно; пока намечена только самая основная схема, не учитывающая более поздние поперечные деформации.

Мы остановились на рассмотрении общих контуров строения Криворожско-Кременчугского синклинория в связи с тем, что представление о нем нередко ограничивается только узкой Ингулецко-Саксаганской синклиналью. Прежде эта структура рассматривалась изолированно от всего включающего ее кристаллического массива, и считалось, что все интрузивные процессы в массиве закончились задолго до отложения пород саксаганской серии.

По нашим представлениям Криворожско-Кременчугский синклинорий представляет только одну из структурных единиц обширной геосинклинальной области, где складчатые зоны синклинориев, образованные породами железорудной формации, чередуются с зонами антиклинориев и средних массивов, в которых выступают гнейсовые толщи, интродуцированные гранитами. К западу от Криворожско-Кременчугского синклинория располагается сложенный гнейсами Ингуло-Ингулецкий антиклинорий. В его пределах размещается ряд гранитных массивов, приуроченных к антиклиналям. Между гранитными массивами, в синклиналях, развиты гнейсовые толщи, осложненные складками третьего порядка. В антиклинальных перегибах этой последующей складчатости выступают граниты, являющиеся апофизами главных гранитных массивов.

Иногда между антиклинориями выступают выдвинутые на поверхность блоки древних северо-западных складчатых сооружений с внедренными в них плагиоклазовыми гранитами кременчугского типа. Такие блоки отмечены по р. Днепру между Базавлукским синклинорием и Запорожско-Конской зоной. Возможно, что к этим древним блокам относится

гранитный массив района г. Кировограда, для которого определен возраст более древний, чем возраст Бобринецкого массива. К древним блокам, вероятно, относится и порфировый гранит балки Демуриной по р. Саксагани.

Субмеридиональные складчатые структуры нарушаются наложенными на них более молодыми субширотными дислокациями, относящимися к эпохе волынської складчатости. Эти дислокации сопровождались интрузиями гранитов боковьянско-днепровского комплекса.

Структурно-фациальный метод, использованный для анализа метаморфизованных докембрийских пород, позволит в дальнейшем решить вопрос о сопоставлении гнейсовых толщ, размещенных к западу от Саксаганского синклиория, и, возможно, представляющих фациально замещающие комплексы саксаганид во внешней зоне древнейшей геосинклинали.

Волынская субширотная складчатость. Волынская складчатость субширотного, главным образом северо-восточного простирания проявилась в крайней северо-западной части кристаллического массива, а также в его центральной части и в Приазовье. Главные области развития этих складчатых сооружений, очевидно, скрыты под более молодыми отложениями Днепровско-Донецкой и Львовско-Люблинской впадин.

Волынская складчатая система имеет ширину 90—100 км и прослеживается по простиранию на 160 км. Центральным элементом этой зоны является открытая синклинальная структура, сложенная оврачской серией кварцитов и сланцев и вулканогенными породами; она протягивается в почти широтном северо-восточном направлении на протяжении около 75 км. Наибольшая ширина этой структуры 25 км; ее южное крыло падает на северо-северо-запад, а северное на юго-юго-восток под углом 7—34°. По последним данным И. Л. Личака, здесь наблюдаются и более крутые залегания. По простиранию на запад, в пержанских гранитах, наблюдаются ксенолиты сланцев и кварцитов овчурской серии. Структуры истечения этих гранитов подчиняются субширотному направлению.

К северо-западу от района развития овчурских кварцитов, в бассейне р. Ствича, также отмечены субширотные простирания структурных элементов в кристаллическом массиве, с углами падения на запад-северо-запад 70—80°. Субширотные северо-восточные простирания, свойственные Волынської складчатой системе, отмечены в Осницком гранитном массиве. В бассейне р. Случи, по р. Корчику, Л. Г. Ткачуком установлена крупная синклинальная складка субширотного направления шириной до 38 км, сложенная гнейсами. Простирание оси этой складки северо-западное 290°; простирание крыльев на северо-восток 50—70°, с углом падения 60—80° и на северо-запад 280—300°, с углом падения 60—80°. По р. Ужу, наряду с преобладающими субширотными простираниями, встречаются субмеридиональные простирания.

В центральной части кристаллического массива, в бассейне рр. Днепра, Базавлука, Саксагани, Ингульца, отмечены зоны развития субширотных структур, наложенных на древние субмеридиональные складчатые сооружения. С этими поперечными деформациями здесь связано внедрение гранитов днепровско-боковьянского комплекса. Пояс этих дислокаций прослеживается от р. Днепра до р. Буга на протяжении 350 км. Он фиксируется зоной субширотных дислокаций по р. Днепру с Днепровско-Каменским массивом красных гранитов; субширотными дислокациями Верховцевских аномалий; Демуриным антиклиналом, деформирующим поперек Саксаганскую синклинальную полосу между балкой Приворотной и Желторецкой полосой; Верблюжским и Боковьян-

ским гранитными массивами, в связи с внедрением которых гнейсовые толщи дугообразно изогнуты вокруг массивов и повернуты в субширотном направлении. Далее к западу условно к этому поясу может быть отнесен Новоукраинский массив грубозернистых красных гранитов и субширотные складки района сс. Хошевато и Завалья.

Субширотные дислокации резко деформируют древние структуры; так, например, по р. Базавлуку и его притокам весь комплекс метаморфических и магматических пород, первоначально образующий субмеридиональные структуры Верховцевско-Чертомлыкского синклинория, осложнен крутыми поперечными изгибами. По р. Чертомлыку и в нижнем течении рр. Соленой, Каменки, Базавлука и Бузулучка все породы образуют дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью на юго-восток, который в южной части приобретает субширотное простирание. Ширина этой дуги около 30—40 км. Резкий поперечный дугообразный изгиб пород наблюдается также в верхнем течении р. Базавлука, в районе сс. Эрастовки, Гуляй-Поле, Малой Софиевки.

В связи с поперечным смятием Верховцевские магнитные аномалии образуют пучок складок. Субмеридиональные структуры Криворожско-Кременчугского синклинория также нарушены поперечными дислокациями, образовавшими местами группы складок с крутопадающими шарнирами сложной конфигурации.

Поперечную структуру, пересекающую саксаганскую субмеридиональную складчатость, представляет и Демури́нская антиклина́льная складчатая зона (рис. 23). Эта структура размещается между северным окончанием Саксаганской полосы у с. Веселые Терны и южным окончанием Желторецкой полосы у балки Раздоры — притоку р. Желтой — и прослеживается по р. Саксагани, балке Демуриной; балке Девладовой и р. Сухой Саксагани. Южное крыло Демуринского антиклинала включает красные аплитовидные граниты. Саксаганская полоса на южном крыле антиклинала претерпевает резкий поперечный флексуорообразный изгиб и смещается к западу. Шарнирная часть антиклинала наблюдается по балке Демуриной в районе с. Новомихайловки, а по р. Саксагани в районе с. Прибрежного. Затем она погружается полого под углами 10—15°. Эта зона, протянувшаяся на расстоянии около 25 км, осложнена мелкой складчатостью, в которой, наряду с мелкими изгибами, чередуются синклинали и антиклинальные асимметричные перегибы шириной 0,1—0,5 км. Антиклиналь третьего порядка шириной 0,5 км отмечена между балкой Каменной и с. Марья-Ефимовка. Внутри этой антиклинали, в обнажениях около с. Марьевки и выше с. Каменного Кута, наблюдается зона надвигов.

Зона поперечных деформаций субмеридиональных структур проявилась и по р. Ингульцу в виде дугообразного изгиба толщи гнейсов и мигматитов, обращенного выпуклостью на восток, к которому приурочено внедрение массива боковьянских гранитов.

Резкий поперечный изгиб структур проявляется в Западно-Анновской полосе (район хут. Петровского, р. Зеленая) в субширотном простирании, а также у балки Березнеговатой в виде субширотного простирания полосы белых кварцитов.

Внутри сравнительно выдержанных субмеридионально простирающихся складок, сложенных породами железорудной формации, в связи с поперечными деформациями наблюдается образование крутопогружающихся вертикальных складок различной амплитуды. Шарнир Желторецкой синклинали, например, погружается на север под углом 70—80°. Субширотное северо-восточное простирание имеет полоса графитоносных гнейсов, проходящая через с. Н. Троицкое, хутора Садовый и Сачки,

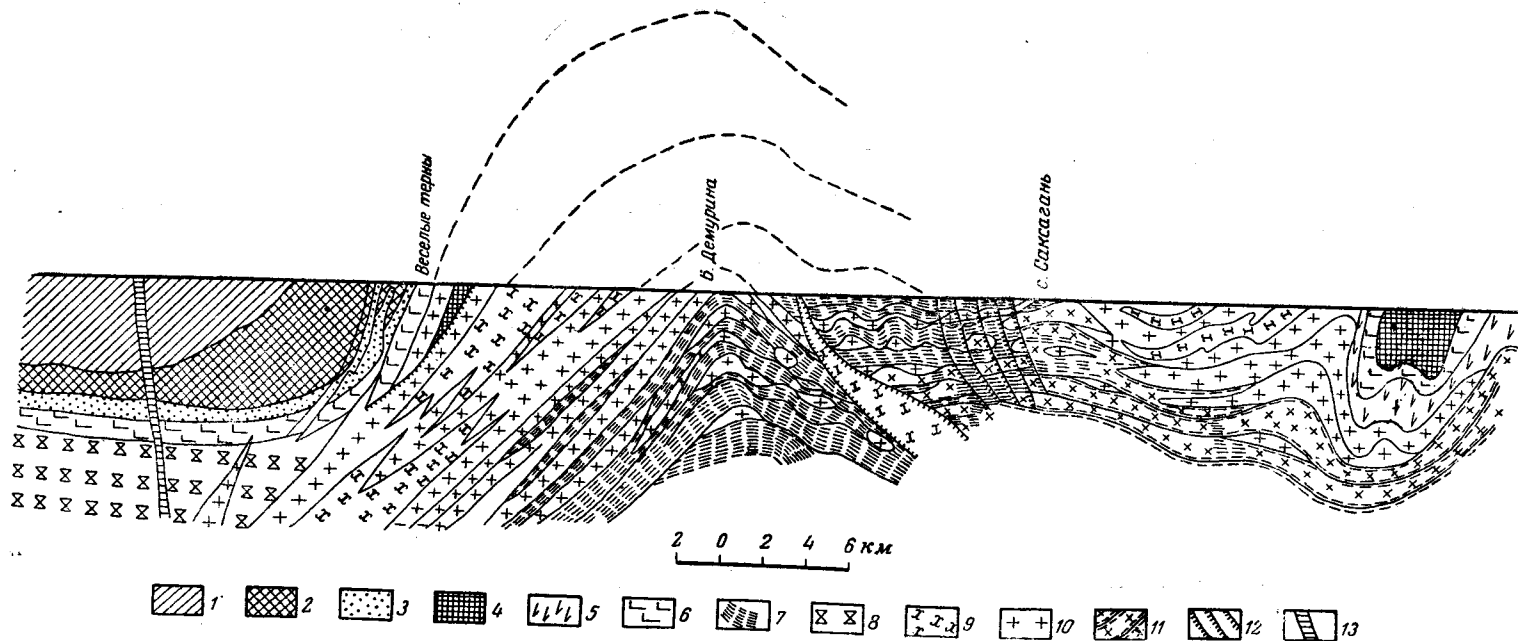


Рис. 23. Разрез Демурина антиклинала по р. Саксагани

1-верхнекриворожская сланцевая свита; 2-средняя железорудная свита (железистые роговики и сланцы); 3-нижняя песчано-сланцевая свита саксаганской серии; 4-нерасчлененная железорудная формация саксаганской и метабазитовой серий магнитных аномалий; 5-мигматиты в области развития железорудной формации саксаганской и метабазитовой серий; 6-зеленокаменные породы метабазитовой серии; 7-биотито-плагиоклазовые гнейсы р. Саксагани; 8-саксаганские плагиоклазовые граниты; 9-порфировые граниты балки Демуриной; 10-аплитонидные фации днепровских гранитов; 11-мигматиты эрастовских гранитов; 12-зона милонитизации; 13-дайка диабазы

сс. Темрюк и Каратюк в приазовской части Украинского кристаллического массива. Эта полоса на протяжении 40 км имеет простирание северо-восток 40—70° хотя, как правило, породам Приазовья свойственны северо-западные простирания.

В приазовской части кристаллического массива исследованиями Ю. Г. Фельдмана установлено, что субширотные северо-восточные дислокации являются более молодыми; они накладываются на северо-западные складчатые структуры и деформируют их.

Формированием субширотных волинских складчатых структур заканчиваются процессы складкообразования (если рассматривать доступную для исследования часть Украинского кристаллического массива).

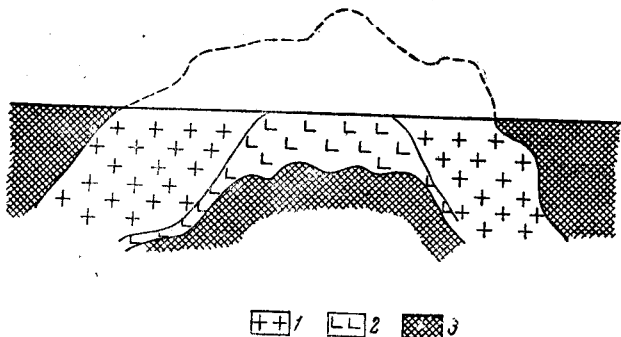


Рис. 24. Схема строения Коростенского плутона

1 — граниты; 2 — габбро; 3 — вмещающие породы

При последующих тектонических движениях происходило лишь внедрение плутонов по разломам относительно мало подвижной рамы. Выделяются три области развития постскладчатых плутонов, связанных с разломами: область Коростенского плутона на Волини, Новомиргород-Корсунского плутона в Черкасской области и Мариупольского щелочного плутона в Приазовье.

Ядро Коростенского плутона составляет массив габбро; периферическую его часть слагают граниты. Схема формирования этого сложного плутона представляется в следующем виде. Вследствие глыбового опускания в образовавшуюся полость среди кристаллических пород внедряется габбро. При последующих глыбовых перемещениях между вмещающей рамой и массивом габбро, а также между габбро и породами кровли внедряются коростенские граниты (рис. 24). В Новомиргород-Корсунском плутоне южный и северный массивы габбро также окаймлены гранитами — рапакиви.

В Приазовском районе, внутри массива молодых дубовских пироксено-амфиболовых гранитов, развиты щелочные породы. При этом отмечено последовательное внедрение дугообразно вытянутых тел щелочных пород, образующих в комплексе сложный кольцевой массив. Некоторые из этих дуг падают полого к центру массива и в них наблюдаются пологопадающие флюидалные структуры истечения, характерные для интрузивных конических слоев. Таким образом, очевидно, массив составляет систему сопряженных интрузивных конических слоев и кольцевых даек, образование которых связано с многофазностью тектонических подвижек, с глыбовыми поднятиями и опусканиями, обусловившими пульсацию магматической деятельности. Наряду с этим, в гранитном массиве

наблюдаются концентрические и радиальные зоны разломов, обусловившие развитие щелочного метасоматоза гранитов.

Вероятно, эти области фиксируют глубокие корни новых подвижных зон осадконакопления, формировавшихся в этих участках; однако вследствие глубокой эрозии эти более молодые верхние структурные ярусы в современном срезе кристаллического массива не сохранились.

СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

С тектоническими процессами связаны явления магматизма, метаморфические изменения горных масс и образование целого ряда полезных ископаемых.

В процессе возникновения подвижных складчатых зон выявляются определенные закономерности вулканизма. На начальных этапах формирования прогибов вулканическая деятельность характеризуется развитием эффузивных фаций и малых дайковых и пластовых интрузий основных пород и сопровождается отложением туфов. С более поздними этапами складкообразования связаны интрузии преимущественно кислой магмы и основной метаморфизм пород. И, наконец, на заключительных этапах, в связи с постскладчатыми движениями вновь проявляются малые интрузии. Как уже отмечалось выше, такая закономерность прослеживается и в Украинском кристаллическом массиве. Так, например, для бугской складчатой системы характерно развитие толщ метабазитов, представляющих собой главным образом эффузивные покровные образования и пластовые интрузии основных пород; в низах саксаганской серии залегают толщи зеленокаменных пород, соответствующих излияниям основных лав в процессе формирования вулканогенно-осадочной серии.

Для Украинского кристаллического массива установлена тесная связь между процессами складкообразования, внедрением интрузий и метаморфизмом. Здесь магматические массы, преимущественно гранитного состава, принимают участие в складкообразовании, и формы их залегания подчинены складчатым структурам. На участках преобладания магматических масс включения боковых пород внутри гранитных массивов сохраняют ориентированное положение, соответствующее простиранию складчатых структур.

Мелкие складчатые структуры высшего порядка являются общими как в гранитных массивах, так и во вмещающих породах, что свидетельствует о кристаллизации магматических масс в процессе складкообразования. Размещение магматических масс происходит при этом как по-слойно, так и по продольным и поперечным плоскостям скальвания, внутри вмещающих толщ.

Механизм магматического внедрения, исходя из наблюдаемых структур, представляется в виде внутрипластовых перемещений высокопластичных магматических масс в процессе дифференциально-перемещающегося расслаивающегося комплекса горных масс. Эти процессы проходят на фоне подвижек внутри толщ и смещений одних пачек пластов по отношению к другим, сопровождающихся явлениями вращения и волочения.

Явления вращения в процессе истечения и кристаллизации магматических масс проявляются внутри магматических тел в виде линейных структур истечения. Например, линейные ориентировки в вертикальной плоскости имеют порфиновые выделения полевых шпатов в Табурищенском гранитном массиве, в порфириновых гранитах балки Петриковой,

а также порфировых гранитах балки Демуриной. Линейные структуры в виде веретенообразных выделений кварца и биотита наблюдаются в аплитовых гранитах по р. Желтой в районе с. Марьяновки и т. д.

Нельзя себе представить процесс формирования магматических тел в отрыве от процесса образования полостей, в развитии которых активное участие принимает и сама магматическая масса, движущаяся между слоями, находящимися в подвижном состоянии; как это принято говорить, внедрение магматических масс происходит в подвижной раме. Подвижность рамы, однако, меньше, чем подвижность пластичных магматических масс; магма способна перемещаться внутри слоев и, обладая гидравлическим напором, выжиматься и обособляться в изолированные тела — отгорженцы. Поэтому, перемещаясь внутри толщ, магматические массивы размещаются на седлах, крыльях, заворотах толщ и в разрывных структурах.

Антиклинальные купольные гранитные массивы наблюдаются в области развития мигматитов по р. Ингульцу. К антиклинальным структурам здесь приурочены массивы порфировых гранитов. Так, например крупный антиклинальный плутон представляет собой Чудново-Бердичевский гранитный массив. На крыле Демуринского антиклина-

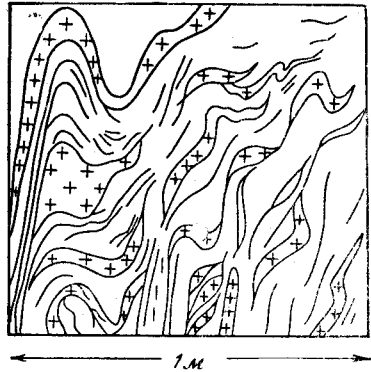


Рис. 25. Инъекции розовых аплито-пегматитов в серые гнейсы, г. Верхнеднепровска

нала также прослежен массив красных аплитоидных гранитов. Разделение магматической массы на мелкие тела, прожилки, прослойки и линзы, или их инъекционная способность, зависит не столько от флюидности (текучести) гранитной магмы, сколько от подвижности горных пород в процессе складкообразования.

На участках волочений междупластовых слоистых образований возникает высокая расслоенность горных масс. При вовлечении в эти зоны дифференциальных перемещений магматических масс последние проникают по бесчисленному количеству тонких каналов и, выжимаясь между слоями, создают тонкую интимную сеть субпараллельных инъекционных прожилков и линз. Такой характер инъекционных явлений отчетливо выступает, например, в каменоломнях с. Романково, где в субпараллельно залегающих толщах гнейсов инъекционные прослойки складчато изгибаются в зонах волочения вместе с вмещающими их гнейсами.

В зоне контакта гранитов и гнейсов в каменоломне с. Корбино наблюдается инжецированная зона складчатости волочения. Этот же процесс отчетливо виден и в зарисовках складчатой структуры мигматитов в районе г. Верхнеднепровска по р. Днепру и на других участках (рис. 25). С дифференциальными движениями и смятиями связаны не только последние, но и беспорядочные внедрения пегматитовых и аплитовых тел по множеству разрывных плоскостей. Такие структуры наблюдаются, например, по р. Базавлуку в районе с. Владимировки, что связано с повторными смятиями и внедрениями пегматитов в ранее дислоцированные толщи. При повторных поперечных смятиях толщ образуются крупные и мелкие флексурные изгибы, вертикальные крутосклоняющиеся складки, внутри которых могут размещаться внедряющиеся магматические тела. С такими поперечными флексурообразными изгибами связано внедрение массива красных гранитов по р. Днепру, в районе сс. Орлика, Домоткани и Бородаевки. В каменоломне с. Корбино, по

р. Днепру, серые граниты внедрились также в связи с флексуобразной складчатостью. Для большого дугообразного поперечного изгиба характерен Токовский гранитный массив.

Нередко в крутопадающих, сжатых до конца, ранее инъецированных толщах наблюдается вследствие повторных поперечных деформаций образование горизонтальных купольных трещин, секущих породы по падению, в которые внедряются пологие пластообразные жилы пегматитов и гранитов. На этих участках деформируемая горная масса реагирует на давление как жесткая плита, образуя структуры в виде куполовидного изгиба. Такие горизонтальные пологопадающие тела, нередко соединяются с междуслоевыми внедрениями, образуя комплексные штоки. Эти формы характерны для пегматитовых тел Приазовья в районе сс. Андреевки и Елисеевки; по р. Днепру они наблюдаются в районе Шмакова хутора. На р. Каменке — притоку р. Базавлука — вдоль северного контакта Токовского гранитного массива наблюдаются пологопадающие пластовые тела красного аплитовидного гранита, секущие по падению крутопадающие толщи амфиболита. Такие же пологопадающие тела секут амфиболиты в районе р. Желтьенкой. Очевидно, в связи с подобными явлениями в условиях относительно малоподвижной рамы происходило формирование плутонов коростенского и приазовского магматических комплексов, связанных с купольными глыбовыми перемещениями в зоне разлома.

С разломными явлениями связаны и вулканические проявления в палеозойских структурах острожской свиты Волыно-Подольского плато и вулканические проявления на южных окраинах Донбасса.

Формирование магматических тел — это длительный процесс истечения кристаллизующейся магматической массы в связи с тектоническими движениями, которые фиксируются в виде ориентированных структур. С точки зрения ориентировки структур истечения внутри магматических массивов отмечаются планпараллельные структуры, линейные структуры, складчатые и шаровые структуры. Тектонические подвижки продолжались и после полного отвердения магмы, в результате чего появлялись протокластические структуры, столь характерные, например, для дериевских гранитов, обнажающихся по р. Днепру.

Для плутонов, связанных с разломами и внедряющихся в относительно малоподвижную раму, характерна прерывистость перемещения и внедрения магматических масс, связанная с перерывами тектонических движений — глыбовых поднятий и опусканий.

Строение магматических тел и их история формирования, как это показано многочисленными исследованиями, контролируется тектоническими процессами, и это имеет большое значение для поисков и разведок магматических месторождений.

Как уже отмечалось неоднократно, связь между тектоническими и метаморфическими процессами неразрывна. На фоне общего процесса перемещения и истечения горных масс при складкообразовании происходит метаморфическая кристаллизация вещества, которая фиксируется в виде определенной ориентировки минералов. Эта ориентировка отдельных минералов и их скоплений обычно совпадает с направлениями осевых плоскостей и шарниров складок. Изучение мелких структур, ориентировки минералов метаморфических пород и направления пересечений одних образований другими позволяет устанавливать фазы тектонических движений, возрастные соотношения, простирание складчатых структур и механизм тектонических движений.

Так, например, в кристаллических сланцах Кривого Рога в Тарапакском карьере линейная ориентировка куммингтонита параллельна

шарнирам складок, пологопогружающимся на север под углом 10—15°. В Желторецком районе, на участках развития вертикальной, крутопадающей складчатости, куммингтонит, рибекит и другие минералы имеют строго выдержанную ориентировку, параллельную осям крутопогружающейся вертикальной складчатости. Отсюда можно заключить, что кристаллизация их проходила при образовании этой складчатости. В амфиболитах по р. Базавлуку, на участках развития крутой вертикальной складчатости, образовавшейся в связи с повторными поперечными смятиями, наблюдается ориентировка минералов, параллельная шарнирам складок.

Наложение новой фазы тектонических движений сопровождается новыми процессами образования минералов, ориентированных в соответствующем направлении; при этом нередко можно наблюдать различные стадии этих процессов, при которых иногда сохраняются старые структуры. Так, например, по р. Омельнику наблюдается субмеридиональная ориентировка структур (и минералов), наложившихся на старые структуры северо-западного простирания. В с. Чапли, по р. Днепру, наблюдается наложение субширотной складчатости, сопровождающейся инъекциями, на систему древних субмеридиональных складок; при этом возникли своеобразные решетчатые структуры (рис. 26).

В каменоломнях с. Аулы (по р. Днепру) местами в мигматитах сохраняется междупластовая изоклиная складчатость, смятая флексуобразной складчатостью (см. рис. 9). Сложные формы фестончатой и лежащей складчатости волочения образовались в сланцах Кривого Рога при наложении повторной складчатости на старые изоклиальные складки. В связи с этими процессами возникли своеобразные текстуры сложной складчатости мигматитов в различных частях кристаллического массива, которые иногда кажутся бессистемными и хаотичными. Однако детальный анализ позволяет разобраться в механизме и истории образования этих структур и может служить ключом к пониманию процессов образования крупных структур.

Структуры наложения выступают отчетливо при образовании минералов при более низких температурах в следующую фазу. На таких участках наблюдается образование сланцев по амфиболитам, гнейсам и мигматитам. Менее заметны они, когда по гнейсам и мигматитам идет образование новой фазы мигматитов или когда кристаллические сланцы повторно метаморфизуются, как это наблюдается, например, в породах железорудной серии Кривого Рога.

Выделение фаз тектогенеза и сопровождающих их фаз метаморфизма имеет практическое значение для поисков полезных ископаемых. Так, например, для железорудных толщ Кривого Рога в результате изучения тектонических структур было установлено, что образование богатых залежей железных руд контролируется структурами третьей фазы тектогенеза — поперечными дислокациями, наложившимися на субмеридиональные структуры. В зонах поперечных изгибов, междупластовых смятий и вертикальных узлов складок происходила фильтрация растворов,

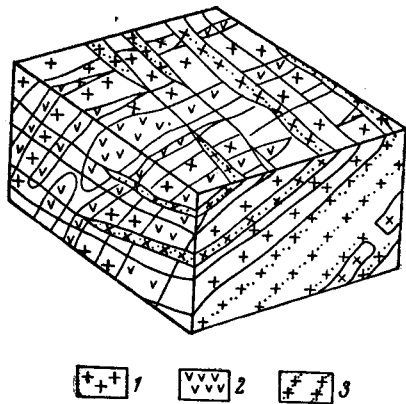


Рис. 26. Схематическая блокдиаграмма карьера с. Чапель

1—древние граниты; 2—ксенолиты амфиболитов; 3—секущие жилы гранитов более молодого возраста

обусловившая метасоматическое образование штоковидных и столбовидных залежей богатых железных руд.

С зонами повторного наложения тектонических процессов связано и образование вторичных хлоритовых сланцев в метабазитах. К такой зоне приурочено месторождение меди в районе с. Малого Янисоля на Приазовье. Следовательно, изучение зон повторного наложения представляет практический интерес.

Рассматривая значение отдельных крупных структур с точки зрения поисков полезных ископаемых, следует отметить исключительную важность выявления субмеридионального пояса саксаганской складчатости в Украинском кристаллическом массиве. Заслуживает внимания также зона субширотной складчатости Волыни, сложенная породами овручской свиты. Наличие пиррофиллитовых и дистеновых пород указывает на возможность развития здесь вторичных кварцитов.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА
ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ УКРАИНЫ И МОЛДАВИИ**

СТРАТИГРАФИЯ

ПАЛЕОЗОЙ

ВВЕДЕНИЕ

На территории Украинской ССР выходы палеозойских отложений известны на востоке, в пределах Донецкого бассейна, и на западе, по р. Днестру и его притокам. На остальной территории палеозойские толщи скрыты под мощным покровом мезозойских и кайнозойских отложений. Если изучение выходящих на поверхность палеозойских отложений начало производиться еще в первой четверти XIX в., то исследование скрытых под новейшими отложениями толщ развернулось только после Великой Октябрьской социалистической революции.

Особенно много в этом отношении сделано после Великой Отечественной войны. В результате глубокого бурения палеозойские отложения вскрыты в следующих районах УССР: по западной и северо-западной окраинам Донецкого бассейна, на Волыно-Подольской плите в Днепро-Донецкой, Львовско-Люблинской и Причерноморской впадинах.

До последнего времени считалось, что наиболее древними отложениями на территории УССР являются нижнесилурийские, к которым относили немую терригенную толщу Приднестровья, залегающую там на кристаллических породах под отложениями верхнего силура. Однако в результате работ послевоенного времени это представление коренным образом изменилось.

На территории УССР в пределах западной части Волыни П. Л. Шульгой в кернах буровых скважин установлено присутствие палеонтологически документированных отложений нижнего кембрия и под ними — более древних донижнекембрийских образований (острожская серия).

Кроме того, к западу и юго-западу от г. Ковеля тем же геологом установлено наличие морских нижнесилурийских отложений, очень близких по своему фациальному составу к составу нижнего силура Прибалтики и Польского Среднегорья (Келецко-Сандомирский кряж).

Таким образом, на территории УССР к настоящему времени установлено наличие отложений всех систем палеозойской группы.

К наиболее древним (донижнекембрийским) образованиям П. Л. Шульгой отнесены пестроцветные отложения Волыни, выделенные в свое время Я. Самсоновичем под названием острожской серии. Эти отложения прослежены в Западной Волыни непосредственно под палеонтологически охарактеризованным нижним кембрием; в Восточной

Волыни они обнажаются в бассейне р. Горыни; здесь же они вскрыты скважинами от поверхности кристаллического фундамента до подошвы нижнего кембрия. В Приднестровье им отвечают могилевская и ушинская свиты.

Очень интересным и важным является установление среди этих отложений эффузивных пород, известных по выходам в бассейне р. Горыни, возраст которых до последних лет являлся проблематичным. В Западной Волыни и в бассейне р. Горыни аналогичные эффузивы вскрыты скважинами внутри острожской серии, что определяет их возраст как донижнекембрийский.

Ни ж н е к е м б р и й с к и е о т л о ж е н и я широко распространены на территории Волыно-Подольской плиты. В Западной Волыни присутствуют также отложения среднего и верхнего кембрия.

Нижний кембрий в пределах Западной Волыни представлен фацией «синей глины», т. е. сложен преимущественно серо-зеленоватыми глинами с остатками и следами червей, среди которых присутствуют в большем или меньшем количестве и разной мощности пласты песчаников. К отложениям нижнего кембрия приурочены тонкие прослои мелких окатанных фосфоритов. Подстилаются синие глины отложениями острожской серии.

Средний и верхний кембрий представлен в фациях, идентичных с фациями соответствующих отложений Келецко-Сандомирского кряжа. Средний кембрий сложен только песчаниками, а верхний состоит из переслаивающихся песчаников и алевролитов, кроме того, в его нижней части присутствуют темно-серые аргиллиты.

Хотя силурийские отложения на территории Приднестровья изучались более 100 лет, наличие в их составе палеонтологически документированных нижнесилурийских отложений доказано только в последние 20 лет. В годы после Великой Отечественной войны уточнено стратиграфическое положение этих отложений и полностью выяснены их литологический состав и фациальный характер. На территории Западной Волыни эти отложения вскрыты скважинами. Они залегают непосредственно над верхним кембрием и представлены глауконитовыми песчаниками и (местами) мощной толщей кристаллических известняков. Отложения нижнего силура Западной Волыни являются как бы промежуточным звеном между нижним силуром Прибалтики, Келецко-Сандомирского кряжа и Приднестровья, что свидетельствует о широком распространении нижнесилурийского моря в пределах западной части Русской платформы.

Отложения верхнего силура, кроме известных выходов по р. Днестру, вскрыты в восточной и западной частях Львовской обл., в г. Ковеле, к западу и юго-западу от этого города, а также в нескольких пунктах по р. Стубле (левый приток р. Горыни). Верхнесилурийские отложения, вскрытые на территории Западной Волыни, также являются связующим звеном между верхним силуром Прибалтики, Келецко-Сандомирского кряжа и Приднестровья.

Исследования силурийской толщи Волыно-Подольской плиты доказывают отражение на платформе каледонских движений, выразившихся в перерыве на границе нижнего и верхнего силура, местами сопровождавшемся значительными размывами.

Девонские отложения на территории УССР представлены всеми тремя отделами. Отложения нижнего девона развиты только в Подолии и в южной части Волыни, примерно до широты г. Владимир-Волынского. Они выходят на поверхность по р. Днестру и вскрыты скважинами глубокого бурения на Волыни, в районе г. Олеско и с. Пелчиц

Ровенской обл., где они представлены в основном пестроцветными песчанистыми образованиями.

Отложения среднего девона выходят на поверхность в Подолии, по р. Золотая Липа, и на Волыни, в районе с. Пелчи (последний известен своими дислокациями). Полностью эти отложения вскрыты бурением в районе г. Олеско. Среднедевонские отложения представлены здесь доломитово-известняковой толщей, переслаивающейся в нижней части с песчаниками и аргиллитами, и соответствуют по возрасту эйфельскому и живетскому ярусам.

В Донецком бассейне и в Днепровско-Донецкой впадине отложения нижнего и нижней части среднего девона отсутствуют. Самыми древними отложениями девона здесь являются породы живетского яруса. На юго-западной окраине Донбасса в последние годы открыты отложения среднего девона (живетский ярус). Они представлены толщей аркозовых и кварцевых песчаников и кварцитов, залегающих на размытой поверхности кристаллического фундамента, и фаунистически охарактеризованы остатками рыб.

Отложения верхнего девона известны в юго-западной части Донецкого бассейна, где они выходят на поверхность и представлены континентальной фацией с растительными остатками и эффузивно-туфогенной толщей. Эти отложения по возрасту соответствуют фаменскому ярусу. Ниже залегают сланцево-известняковая толща с фауной, возраст которой, очевидно, соответствует воронежским и евлановским слоям верхней части франского яруса.

В Днепровско-Донецкой впадине верхний девон представлен глинисто-ангидритовой толщей фаменского яруса и карбонатной толщей верхнефранского подъяруса, в пределах воронежских и евлановских слоев к которым приурочены толщи соли. Чрезвычайно характерным является наличие в Днепровско-Донецкой впадине эффузивов, которые в виде обломков диабазов находятся в кепроках соляных куполов и вскрыты в коренном залегании в области Черниговского поднятия.

Полный разрез верхнедевонских отложений вскрыт в районе г. Олеско и частично в других местах Львовской и Волынской обл., причем в отличие от восточных районов СССР здесь верхний девон представлен почти исключительно карбонатными породами, богато охарактеризованными фауной.

Таким образом, девонские отложения западных и восточных районов СССР отличаются как по полноте стратиграфического разреза, так и в фаціальном отношении.

Каменноугольные отложения на территории Украины, представленные всеми тремя отделами, до двадцатых годов нашего столетия были известны только в Донецком бассейне. В настоящее время каменноугольные отложения вскрыты почти на всей площади Днепровско-Донецкой впадины, где они представлены нижним, средним, а также нижней частью верхнего отдела. На северо-западном продолжении Днепровско-Донецкой впадины, в пределах Припятского прогиба, вскрыты отложения турнейского, визейского, башкирского и предположительно московского ярусов.

В 1949 г. промышленная угленосность установлена также в нижнем карбоне на западном продолжении Донецкого бассейна. В этом районе отложения нижнего карбона вскрыты в полном составе — турнейский, визейский и намюрский ярусы. Угленосная толща приурочена к верхне-визейским отложениям, широкая полоса которых протягивается от Донбасса до Днепра.

В последние годы вскрыт скважинами и изучен карбон Львовско-Люблинской впадины. В пределах Волынской и Львовской областей вскрыта вся толща нижнего отдела карбона (турнейский, визейский и намюрский ярусы), а также башкирский ярус среднего отдела карбона. Продуктивная толща карбона в этой области приурочена к отложениям намюрского яруса. Отложения визейского и башкирского ярусов также содержат угольные пласты, среди которых некоторые местами достигают минимальной рабочей мощности.

По палеонтологическим данным Львовский каменноугольный бассейн имел непосредственные связи с бассейном Днепровско-Донецкой впадины и Донбассом, при ограниченных связях с Подмосковным бассейном.

Пермские отложения на территории УССР, кроме известных ранее выходов в северо-западной части Донецкого бассейна, в настоящее время вскрыты в Днепровско-Донецкой впадине, где они представлены как лагунно-морскими, так и континентальными пестроцветными образованиями.

Ф. Е. Лапчик на основании данных литологического и палеонтологического изучения расчленяет пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины на *нижнюю пермь*, представленную (снизу вверх): а) глинисто-известняково-ангидритовой и б) глинисто-алевролитовой толщами, и *верхнюю пермь*, представленную песчано-конгломератовой толщей.

По данным некоторых геологов, континентальные и пестроцветные отложения перми присутствуют также и в Львовско-Люблинской впадине, где они выполняют отдельные депрессии на поверхности каменноугольных отложений, однако это мнение требует доказательств.

Пермскими пестроцветными отложениями заканчивается палеозойский цикл осадконакопления на территории УССР.

КЕМБРИЙ И БОЛЕЕ ДРЕВНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

Вопрос о наличии кембрийских отложений в платформенной части УССР, а именно в пределах Волыно-Подольской плиты, впервые был поставлен в начале настоящего века Я. Семирадским (Siemiradzki, 1906б). Затем в течение трех последних десятилетий он неоднократно поднимался отдельными исследователями (Семирадский, 1922; Лунгерсгаузен, 1936, 1937, 1940; Шульга, 1951), но, несмотря на это, большинство геологов все же придерживалось точки зрения о полном отсутствии отложений этой системы на территории Украины.

Наиболее древние нижнепалеозойские отложения, обнажающиеся в приднестровской части Подолии в виде немой терригенной толщи, залегающей непосредственно на кристаллическом фундаменте, большинством геологов относились к нижнему силуру.

Предположение о возможной принадлежности низов этой толщи, представленной главным образом аркозовыми песчаниками, к отложениям кембрия впервые было высказано Я. Семирадским (1906б). В 1922 г. этот же автор высказывает предположение о принадлежности к кембрию всей немой терригенной нижнепалеозойской толщи Приднестровья. Такие предположения базировались исключительно на аналогии литологического состава этих отложений с составом нижнепалеозойских отложений Польского Среднегорья.

В 1926 г. Я. Чарноцкий (Czarnocki, 1926), обрабатывая материалы бурения скважины, расположенной в окрестностях г. Ровно, выделил в ней толщу мощностью 58 м, состоящую почти исключительно из зеленых глин, как аналог нижнекембрийской синей глины Прибалтики.

Л. Ф. Лунгергаузен (1936, 1937, 1940), проводивший геологические исследования в Приднепровской части Подолии, отнес аркозовую нижнепалеозойскую толщу этого района к кембрию.

Почти одновременно с Л. Ф. Лунгергаузеном аркозовую толщу Подолии и предположительно синхронные ей пестроцветные терригенные отложения Волыни, выделенные Я. Самсоновичем (Samsonowicz, 1923, 1935) в острожскую серию, З. Суйковский (Sujkowski, 1939) условно отнес к кембрию, как толщу, представляющую собой осадки особого цикла накопления, отличного от цикла, обусловившего образование вышележащей фосфоритоносной толщи. Последнюю по аналогии с Приднестровским разрезом З. Суйковский считал нижнесилурийской.

Д. Н. Соболев (1939б), анализируя данные Л. Ф. Лунгергаузена, касающиеся вопроса образования аркозовой толщи Приднестровья, указывает на возможную одновозрастность этой толщи со спаргамитовой формацией Скандинавии.

Таким образом, вопрос о возможном наличии кембрийских отложений на территории УССР поднимался последние десятилетия несколькими исследователями, но ни в одном случае относимые к кембрию толщи не имели палеонтологической характеристики.

Плохая изученность древних палеозойских толщ на территории УССР в значительной степени объяснялась их малой обнаженностью. В результате буровых работ, проведенных в западных областях УССР в связи с поисками различных видов полезных ископаемых, глубокими скважинами в Западной Волыни и юго-западной части Брестской обл. — от г. Владимир-Волынского на юге и до гг. Бреста и Кобрин на севере — был вскрыт нижний палеозой, представленный кембрийской и силурийской системами. При этом в отдельных разрезах кембрия встречены палеонтологические остатки.

В Западной Волыни и юго-западной части Брестской обл. отложения кембрия вскрыты в 17 пунктах: семью скважинами, расположенными по линии гг. Ковель—Владимир-Волынский, тремя скважинами, расположенными вдоль железнодорожной линии Ковель—Холм, шестью скважинами, расположенными почти по меридиональной линии между гг. Ковелем и Кобрином, и одной скважиной, расположенной в 9 км к северу от г. Устилуга Волынской обл. Эти скважины вскрыли кембрийские отложения, представленные всеми тремя отделами. Кроме того, ниже достоверно определенных нижнекембрийских отложений здесь вскрыта толща пестроцветных терригенных и эффузивно-осадочных образований проблематического возраста, несомненно отвечающая острожской серии Восточной Волыни.

В нормальном разрезе нижнего палеозоя рассматриваемой территории кембрийские отложения залегают непосредственно под отложениями ордовика, но в результате того, что палеозой здесь собран в пологие складки, размытые и трансгрессивно перекрытые верхним мелом, во многих пунктах отложения кембрия перекрываются непосредственно верхним мелом.

Ниже приводится характеристика разрезов острожской серии и кембрия.

Острожская серия и ее аналоги. Как отмечено выше, острожская серия выделена Я. Самсоновичем в восточной части Волыни, в бассейне р. Горыни. К этой серии им отнесены наиболее древние, немые терригенные образования, залегающие в пределах от кристаллического фундамента до подошвы аргиллитов, содержащих конкреционные фосфориты. Следует отметить, что первые описания этих отложений были даны П. Я. Армашевским (1898). О. Р. Кобецим (1898) и позже В. Д. Ласка-

ревым (19146). Однако наиболее полно они описаны Я. Самсоновичем (19396), расчленившим их на четыре горизонта (снизу вверх):

1. Горизонт глинистых и песчанистых сланцев со слюдой различного цвета: фиолетового, зеленого, коричневого, желтого.

2. Горизонт песчаников как мелкозернистых с прослойками зеленоватых сланцев, так и крупнозернистых, гравелистых и конгломератовидных аркозовых, тонко- или толстоплитчатых.

3. Горизонт сланцев фиолетового, буроватого или серого, желтоватого и красно-малинового цвета (красно-малиновые сланцы района г. Острога. По определению Ю. Токарского — туфогенные).

4. Горизонт тонкослойных часто глинистых мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с зеленоватыми глинистыми сланцами. На плоскостях наслоений пород данной толщи обильные высыпки биотита.

Последний горизонт Я. Самсонович предложил называть лючискими песчаниками. Мощность выделенных горизонтов острожской серии Я. Самсонович не установил.

Выше образований острожской серии стратиграфическая схема нижнепалеозойских образований Волыни, по Я. Самсоновичу, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Фосфоритоносные сланцы сс. Хотин и Савичи на р. Горыни (фосфориты конкреционные, в первичном залегании).

2. Хотинские песчаники, залегающие на размытой поверхности фосфоритоносных сланцев.

3. Здолбуновские слои, представленные в нижней части немymi серо-голубоватыми глинами и выше — мергелистыми известняками с верхнесилурийской фауной.

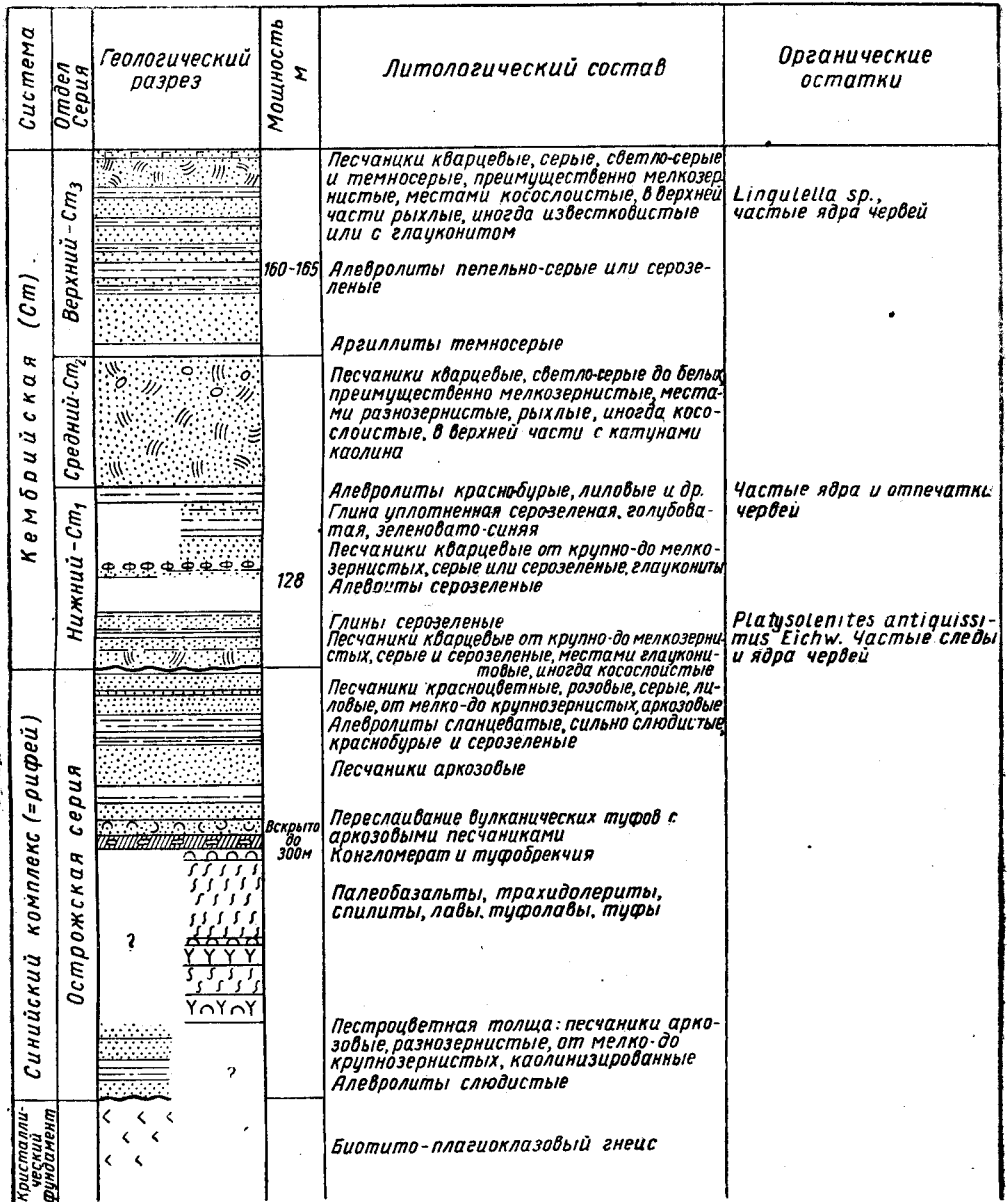
Взгляды на возраст острожской серии были весьма разноречивыми. П. Я. Армашевский (1898) относил эти образования к девону. В. Д. Ласкарев (1914в) считал их нижедевонскими или отвечающими в какой-то мере самым верхам верхнего силура. Я. Самсонович (1923, 1931а, 1934, 19366, 19396) в разное время рассматривал их по-разному: относил к преготланду, считал их и выступающие среди них эффузивные образования нижнесилурийскими, относил их к перми и, наконец, основываясь на сопоставлении с приднестровским разрезом древних терригенных толщ, где сланцы с конкреционными фосфоритами большинством геологов сопоставлялись с нижним силуром, он отнес к нему и фосфоритоносные сланцы Волыни, а с ними и всю острожскую серию. При этом эффузивы бассейна р. Горыни, залегающие среди образований острожской серии, он отнес к излияниям карбон — пермского времени.

Уточнение состава, стратиграфии и возраста отложений острожской серии и покрывающих ее древних образований относится к послевоенному периоду, когда эти образования были вскрыты как в западной, так и в восточной части Волыни.

В Западной Волыни и юго-западной части Брестской области отложения острожской серии вскрыты несколькими скважинами непосредственно под горизонтом синей глины нижнего кембрия (Шульга, 1951, 1952). П. Л. Шульгой они здесь были расчленены на три толщи (рис. 27): подэффузивную, эффузивную и надэффузивную, хотя непосредственного контакта между двумя нижними толщами не было вскрыто.

Подэффузивная толща¹ вскрыта в Западной Волыни только одной скважиной в с. Проход Ратновского района Волынской области на глубине 166—209 м. Залегаёт она на сильно выветрелых породах кристаллического фундамента в следующем порядке (снизу вверх):

¹ В последнее время О. В. Крашениникова подэффузивную толщу выделила в ташковскую свиту, а Е. П. Брунс выделяет ее как полесскую и относит к протерозою.



40 0 40 80 120 160 м

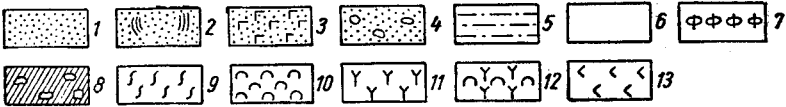


Рис. 27. Сводный разрез кембрийских отложений Западной Волны

1—песчаники; 2—песчаники косослоистые; 3—песчаники глауконитовые; 4—песчаник с катунами каолина; 5—алевролит; 6—глина и аргиллит; 7—включения фосфорита; 8—конгломерат и туфобрекчия; 9—палеобазальт; 10—вулканический туф; 11—трахидолерит; 12—трахидолерит с прослоями спилита; 13—гнейс

1. Песчаники красно-бурые, полимиктовые, неравнозернистые с прослоями и гнездами гравелистых бело-голубоватых рыхлых косослоистых песчаников. В низах песчаники содержат гальку полевого шпата и кварца. Мощность 13,35 м
2. Алевролиты желто-бурые с прослойками голубовато-серых. Мощность 3,39 м
3. Чередование песчаников мелко- и тонкозернистых полевошпатово-кварцевых рыхлых различной окраски: желто-бурой в голубовато-серых разводах, малиново-бурой с тонкими прослоями и гнездами светло-серо-голубоватого цвета, бурой с серыми прослойками, красно-бурой, красновато-фиолетовой и розовато-бурой с серыми прослойками. Мощность 23,60 м

Выше описанных отложений острожской серии в с. Проход залегают верхнемеловые образования.

Подэффузивная толща в 1952 г. была сопоставлена П. Л. Шульгой с первым и вторым горизонтами острожской серии бассейна р. Горыни. Верхняя и, по-видимому, значительная часть ее в с. Проход срезана верхнемеловой трансгрессией.

Эффузивная толща острожской серии вскрыта скважинами в сс. Бродятин, Черняны и частично (верхи толщи) в с. Гусак юго-западной части Брестской обл. Наиболее мощный разрез этой толщи вскрыт в с. Черняны Малоритского района, однако ввиду того, что скважина не полностью пересекла толщу, ее контакт с подстилающими образованиями — подэффузивной толщей остался неизвестным. Геологический разрез эффузивной толщи, вскрытой в с. Черняны на глубине 234,4—389 м, следующий (снизу вверх):

1. Трахидолериты светло-зеленые тонкозернистые, с большим количеством миндалин, выполненных хлоритовым веществом, содержат прослойки миндалекаменных серовато-зеленых спилитов. Мощность 20 м
2. Туфобрекчия темно-серая, местами с зеленоватым оттенком, состоящая из обломков плотного туфа, сцементированная пузырчатой лавой. Мощность 2,9 ..
3. Палеобазальты темно-серые, тонкозернистые, массивные, местами серо-зеленоватые, с мелкими миндалинами, выполненными темно-зеленым хлоритом. Мощность 20,4 ..
4. Переслаивание трахидолеритов, спилитов и спилитовых лав. Мощность 14,7 ..
5. Лавы пузырчатые (спилитовые) и туфолавы с прослойками спилитов. Мощность 3,7 ..
6. Палеобазальты темно-серые почти черные, тонкозернистые, плотные, с тонкими трещинами, заполненными кальцитом. Кверху постепенно переходят в палеобазальты зеленовато-серые, местами бурые, жирные на ощупь вследствие каолинизации. Мощность 55,7 ..
7. Туфолавы бурые, слоистые, местами красно-бурые (от окислов железа) с многочисленными миндалинами. Мощность 10,5 ..
8. Туфовые конгломераты. Основную массу породы составляют разнозернистые туфы темно-бурого цвета с рассеянным в них белесым каолининовым веществом. Галька конгломерата состоит из выветрелых эффузивов, кварца, гранита, полевого шпата и овручского кварцита. Мощность 5,0 ..
9. Туфы красно-бурые слюдястые с прослойками аркозовых песчаников. Мощность 18,7 ..
10. Песчаники аркозовые крупно- и неравнозернистые светло-серые. Мощность 16,4 ..

Выше эффузивной толщи острожской серии в с. Черняны залегают глауконитовые песчаники сеноманского яруса верхнего мела. В с. Гусак на толще туфов и туфовых конгломератов залегают аркозовые песчаники, перекрытые отложениями горизонта синей глины нижнего кембрия.

Возрастным аналогом эффузивной толщи Юго-Западной Белоруссии, по П. Л. Шульге, являются эффузивы бассейна р. Горыни, а также третий горизонт острожской серии (по Я. Самсоновичу), в котором Ю. Токарский констатировал прослойки туфогенной породы.

Надэффузивная толща острожской серии вскрыта бурением в с. Гусак и в г. Кобрине, а самые нижние слои ее вскрыты в вышеупомянутом разрезе в с. Гусак. В с. Гусак над туфовым конгломератом, соответ-

ствующим слою 8 в с. Черняны, прослеживается следующий разрез надэффузивной толщи острожской серии (снизу вверх):

1. Песчаники аркозовые крупно- и неравнозернистые серые.	Мощность	0,62 м
2. Переслаивание буровато-коричневых туфов, алевролитов, аркозовых песчаников и конгломератов. Галька конгломератов слабо окатана, состоит из полевого шпата, кварца и буровато-красной породы.	Мощность	6,33 „
3. Туфы шоколадно-коричневого цвета, мелкозернистые, плотные.	Мощность	2,55 „
4. Аркозовые песчаники. Нижняя часть их мощностью до 11 м представлена крупно- и неравнозернистыми розовыми песчаниками, состоящими почти исключительно из обломков полевого шпата. В верхней части пачки песчаники разноцветные: серо-зеленоватые, буро-красные, серые.	Мощность	12,65 „
5. Алевролиты слюдистые темно-серые и буро-коричневые с фиолетовым оттенком.	Мощность	11,40 „
6. Песчаники аркозовые красновато-бурые, разнозернистые.	Мощность	7,40 „
7. Алевролиты красно-бурые.	Мощность	1,10 „

Выше надэффузивной толщи острожской серии в с. Гусак с резким контактом залегают сероцветные породы горизонта синей глины нижнего кембрия.

Более молодые, чем в с. Гусак, слои надэффузивной толщи вскрыты скважиной в г. Кобрине непосредственно под песчаниками нижней части горизонта синих глин нижнего кембрия¹ на глубине 402,85—480,10 м. В этом разрезе нижняя часть рассматриваемых отложений представлена пачкой крупнозернистых, плохо отсортированных, местами конгломератовидных красно-бурых или буро-коричневых аркозовых песчаников мощностью до 25 м. Эту пачку предположительно можно считать отвечающей пачке аркозовых песчаников, залегающих в с. Гусак над туфовым конгломератом. Выше пачки крупнозернистых аркозовых песчаников залегают мощная пачка мелкозернистых аркозовых песчаников, отличающихся тонкой слоистостью и сильной слюдистостью, особенно по плоскостям наслоений. Цвет песчаников различный: светло-розовый с частыми вкраплениями бурых пятен, светло-серый, коричневый с бурыми и серыми пятнами, бурый, светло-коричневато-бурый, бледно-розовый. Среди песчаников присутствуют прослои и пласты алевролитов темно-серого, темно-зеленого, коричневого и красно-бурого цвета, отличающихся обилием слюды, особенно по плоскостям наслоений.

Описанная пачка мелкозернистых тонкослоистых слюдистых песчаников П. Л. Шульгой сопоставляется с лючинскими песчаниками бассейна р. Горыни, слагающими, по Я. Самсоновичу, самые верхние слои острожской серии. В г. Кобрине над этой пачкой отложений залегают базальные песчаники горизонта синей глины нижнего кембрия. В с. Гусак верхняя пачка мелкозернистых песчаников острожской серии отсутствует и отложения горизонта синей глины залегают здесь на более древних слоях острожской серии. Последнее обстоятельство указывает на наличие стратиграфического несогласия на границе острожской серии и горизонта синей глины нижнего кембрия.

По стратиграфическому положению, по аналогии литологического состава и по полному сходству минералого-петрографического характера пород надэффузивная толща острожской серии сопоставляется О. В. Крашенинниковой с гдовскими и ламинаритовыми слоями северо-западной части Русской платформы.

Действительная мощность отложений острожской серии в юго-западной части Брестской обл. не установлена, поскольку она там вскрыта неполностью. Подэффузивной толщине вскрыто 46 м, эффузивной — 155 м.

¹ Имеется в виду толща надляминаритовых песчаников.

а суммарная мощность вскрытой части надэффузивной толщи не превышает 80 м.

По данным геофизических исследований В. И. Клушина, мощность острожской серии юго-западной части Брестской и западной части Волынской обл. достигает 1000 м, а в бассейне р. Горыни — 875—900 м. В последнем районе указанная мощность острожской серии подтверждена бурением, проведенным Украинским геологическим управлением; получена подтверждение и стратиграфическая схема данных отложений, установленная по разрезам Западной Волины. Подэффузивная толща острожской серии в бассейне р. Горыни достигает мощности 300—350 м; мощность эффузивной толщи, к которой относятся излившиеся породы и сопровождающие их туфы, в районе сс. Янова Долина, Берестовец и др., не превышает 150 м; надэффузивная толща, весьма сложная по своему составу, достигает мощности 300—400 м.

Данные бурения позволили также уточнить приведенную выше стратиграфическую схему нижнепалеозойских отложений р. Горыни, предложенную Я. Самсоновичем (1939б). Так, фосфоритоносные глины и хотинские песчаники, которые по схеме Я. Самсоновича помещались выше лючинских песчаников, залегают ниже последних внутри надэффузивной толщи острожской серии.

Таким образом, острожская серия (по данным бурения в бассейне р. Горыни) представлена осадочными образованиями, залегающими непосредственно на кристаллическом фундаменте и перекрытыми серо-зеленоватыми глинами низов здолбуновских слоев, которые, как отмечено выше, относятся к горизонту синей глины нижнего кембрия. Все это подтверждает предположение о том, что осадки острожской серии в рассматриваемом районе, так же как и в юго-западной части Брестской области, залегают под горизонтом синей глины нижнего кембрия.

В свете новых данных о составе и возрасте немых, наиболее древних терригенных образований Волины, рассмотренных выше под названием острожской серии, по-иному следует рассматривать возраст и древней немой терригенной толщи, обнажающейся по р. Днестру в Подолии. Эти отложения описаны многими авторами (Венюков, 1899; Васкауцану, 1931; Лунгерсгаузен, 1940; Ларин и Светозарова, 1932; Никифорова, 1954 и др.), и имеется несколько схем стратиграфического их расчленения. Наиболее широко применяется расчленение рассматриваемых отложений на две свиты: могилевскую (нижнюю) и ущицкую (верхнюю), предложенное Л. Ф. Лунгерсгаузеном (1940).

Могилевская свита обнажается по берегу р. Днестра, начиная от г. Сороки и выше. Залегает она на неровной поверхности кристаллического фундамента и сложена преимущественно грубыми, серыми аркозовыми песчаниками, часто косослоистыми; местами в средней части свиты присутствуют пестроцветные сланцы. Поверхность свиты носит следы размыва и субазрального выветривания. Вся толща свиты разбита трещинами. Л. Ф. Лунгерсгаузен (1939в, 1940, 1947) считает отложения могилевской свиты континентальными, флювиогляциальными, образованиями и относит их к кембрию или даже к более древним осадкам. Мощность могилевской свиты колеблется в пределах 25—30 м.

Ущицкая свита представлена в основном глинистыми и песчано-глинистыми сланцами серыми, зеленовато-серыми, черными, зелеными, бурыми, шоколадно-коричневыми, фиолетовыми и красновато-бурыми с подчиненными им прослоями песчаников. К нижней половине ущицкой свиты приурочена пачка темно-серых, до черных глинистых сланцев, содержащих крупные конкреции фосфоритов лучистого строения в первичном залегании. В отложениях ущицкой свиты Ф. Васкауцану обнаружено

несколько раздробленных *Lingula* или *Obolus*, мелких гастропод, обломок кранидия трилобита и стертый отпечаток дихотомирующего фукоида. В битуминозных прослоях, наблюдающихся внутри фосфоритоносных сланцев, этим же автором обнаружены микроскопические шаровидные тельца, отнесенные им предположительно к водорослям. Мощность ущицкой свиты колеблется в пределах 220—270 м (геологический разрез могилевской и ущицкой свит приведен на рис. 28).

Большинство исследователей до последнего времени относили ущицкую свиту к нижнему силуру (ордовику). Главным основанием для этого была находка верхнеордовикской фауны в известняково-песчанистых слоях, залегающих в кровле ущицкой свиты, которые Ф. Васкауцану (1931) выделил в молодовский горизонт. В 1952 г. Б. В. Тимофеев в отложениях ущицкой свиты Молдавии, представляющих, по данным бурения, непосредственное продолжение этой же свиты Подольского Приднестровья, обнаружил споры следующего состава: *Trachytriletes obsoletus* Naum., *Tr. incrassatus* Naum., *Tr. minutus* Naum., *Tr. hialinus* Naum., *Tr. laminarites* Naum., *Leiotriletes minutissimus* Naum. В отдельных образцах обнаружены многочисленные угловатые обломки пленок *Laminarites antigulssimus* Eichw. По заключению Б. В. Тимофеева, состав спор, их общий облик и сопутствующая им *Laminarites antigulssimus* Eichw не оставляют сомнения в соответствии вмещающих их отложений ламинаритовым слоям Прибалтики.

Таким образом, наиболее древние терригенные образования Приднестровья, слагающие могилевскую и ущицкую свиты, так же как и острожская серия Волини, оказались древнее горизонта синей глины нижнего кембрия.

Сопоставление рассматриваемых древних терригенных образований Подолии и Волини производилось многими исследователями. Впервые оно было сделано Я. Самсоновичем (1936а), а позже З. Суйковским (1939) и Г. Х. Дикенштейном (1950). Основанием для сопоставления явилась находка в районе сс. Хотин и Савичи на р. Горыни фосфоритовых конкреций лучистого строения в первичном залегании, идентичных фосфоритовым конкрециям, давно известным в отложениях ущицкой свиты Подолии.

Как отмечено выше, установлено залегание фосфоритоносных образований бассейна р. Горыни над острожской серией, что дает право считать острожскую серию Волини и могилевскую свиту Подолии в какой-то мере синхроничными.

Отложения могилевской и ущицкой свит в последние годы установлены в Одесской области, в районе с. Мирное (Корценштейн, 1953б), где они вскрыты опорной скважиной под отложениями китайгородского горизонта верхнего силура на глубине 914,6—1611 м.

Могилевская свита вскрыта этой скважиной на глубине 1543,5—1611 м и представлена почти исключительно крупнозернистыми аркозовыми песчаниками.

Ущицкая свита вскрыта на глубине 914,5—1543,5 м. Залегает она на могилевской свите с четко выраженным стратиграфическим и угловым несогласием и также стратиграфически несогласно покрывается отложениями китайгородского горизонта верхнего силура.

Отложения ущицкой свиты в данной скважине В. Н. Корценштейн расчленил на четыре толщи: 1) нижнюю аргиллитовую мощностью 228 м; 2) нижнюю толщу переслаивания песчаников, алевролитов и сланцеватых аргиллитов мощностью 173,5 м; 3) верхнюю аргиллитовую толщу мощностью 134 м и 4) верхнюю толщу переслаивания мощностью 93,5 м.

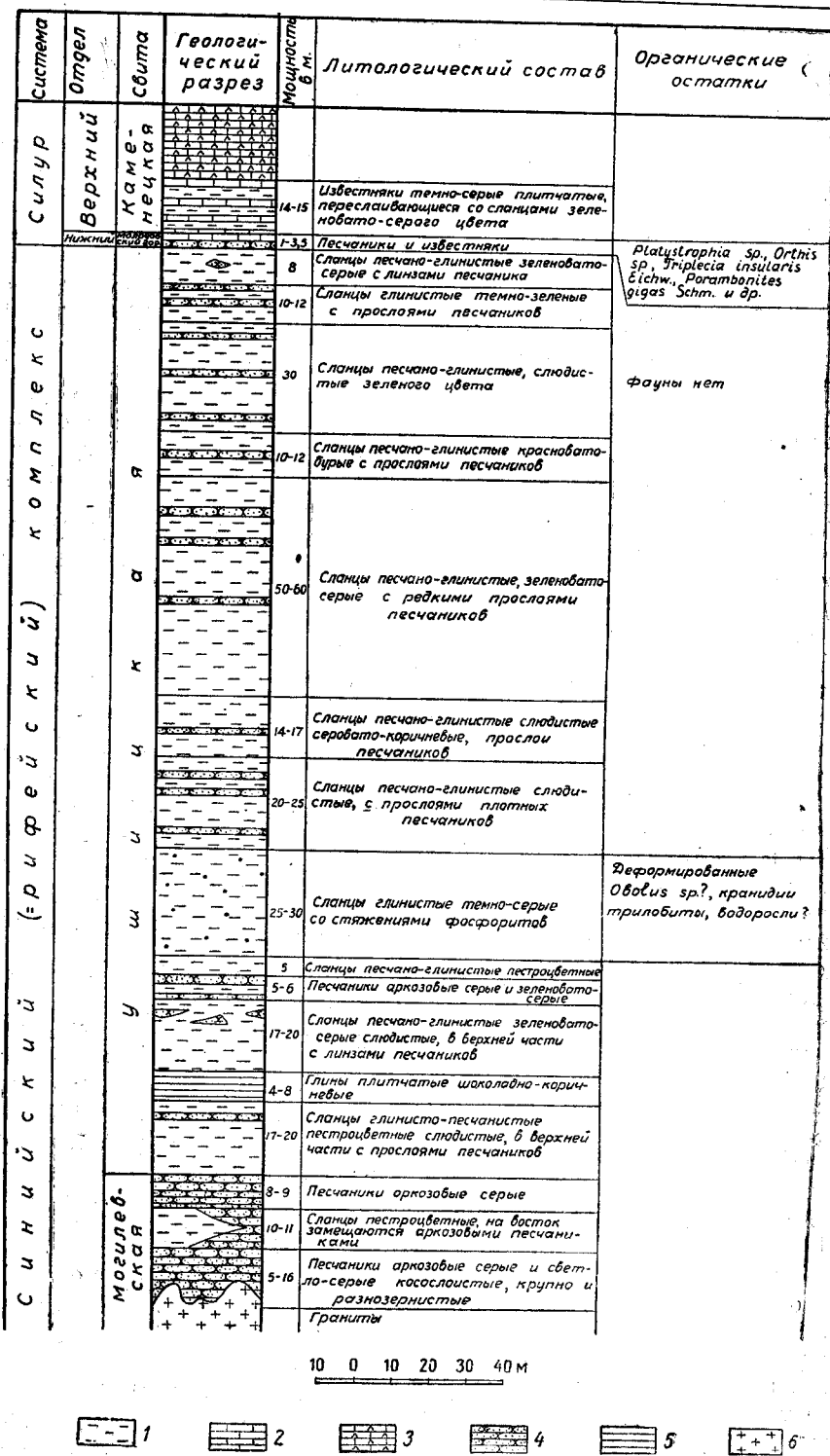


Рис. 28. Сводный геологический разрез могилевской и ушицкой свит Подолии (по Г. Х. Дикенштейну и В. М. Савостьянову)

1—сланцы; 2—известняки; 3—известняки комковатые; 4—песчаники; 5—глины; 6—граниты

Все изложенное показывает, что наиболее древние образования осадочного покрова юго-западной (Волыно-Подольской) окраины Русской платформы имеют здесь повсеместное распространение, но представлены в разных местах с различной стратиграфической полнотой.

Почти исключительно терригенный состав рассматриваемых образований, их цвет и изменчивость по площади свидетельствуют о накоплении их в условиях мелководья, в небольшом удалении от области питания. Значительная часть этих отложений, по-видимому, представляет собой континентальные осадки: озерные, речные, быстрых потоков и др.

Большая мощность древних терригенных образований Волыно-Подольи, сложность их литологического состава и условий образования не позволяют относить их к нижнему кембрию. Надо полагать, что выделение этих образований в отдельную систему, более древнюю, чем кембрийская, является наиболее целесообразным. Наличие в верхней части рассматриваемых отложений возрастных аналогов ляминаритовых слоев северо-западной части Русской платформы позволяет считать их в какой-то мере соответствующими тем древним образованиям, которые в последние годы предложено выделять в рифейскую группу (Шатский, 1946, 1952а) или систему (Чихачев, 1949; Келлер, 1952). Некоторые исследователи (Соколов, 1952; Люткевич, 1952) предлагают относить их к синийской системе.

Нижний кембрий. Отложения нижнего кембрия в пределах УССР вскрыты скважинами в двух районах: в западной части Волынской обл. и в бассейне р. Горыни в Ровенской обл. В Западной Волыни нижний кембрий вскрыт в с. Буцин Ратновского района, расположенном в 23 км к северу от г. Ковеля, и в с. Туротин Турийского района, расположенном в 33 км к юго-юго-западу от г. Ковеля. В с. Буцин нижний кембрий вскрыт на глубине 213,85—284,50 м и в с. Туротин — на глубине 286,80—368,95 м, в обоих пунктах под отложениями среднего кембрия. Обе скважины остановлены в отложениях нижнего кембрия.

Основную часть разреза нижнего кембрия, вскрытого в с. Буцин, слагают серо-зеленоватые, местами с синеватым оттенком глины с частыми следами червей, с остатками *Plattsolenites antiquissimus* Eichw. и *Serpulites petropolitanus* Jap. Эти глины внешне не отличаются от синих глин Прибалтики. В них встречены два прослоя мелкозернистых песчаников в 0,5 и 1 м мощности и прослой в 0,1 м мелкогалечного конгломерата, состоящего из окатанных желваков фосфоритов и скоплений зерен глауконита. Верхи нижнего кембрия мощностью до 10 м в рассматриваемом разрезе представлены разноцветными слюдистыми алевролитами.

В с. Туротин глины указанного типа имеют меньшую мощность (не более 30 м) и замещаются алевролитами темно-зеленого цвета с чешуйками мусковита и биотита, с ядрами и отпечатками червей. В глинах встречены *Serpulites petropolitanus* Jap.

Полный стратиграфический разрез нижнекембрийских отложений вскрыт скважиной в г. Кобрине на глубине 274,70—402,85 м. На пестроцветных песчано-алевролитовых образованиях верхов надэффузивной толщи, сопоставляемых с ляминаритовыми слоями, здесь залегают:

1. Песчаники серые, серо-зеленоватые и желтовато-серые, в низах толщи разнозернистые до крупнозернистых, косослоистые, с галькой и катунами алевролитов, сверху они сменяются песчаниками мелкозернистыми, местами с прослойками пепельно-серых и темно-зеленых уплотненных глин. По всей толще в песчаниках присутствуют зерна глауконита. Мощность

2. Толща чередующихся уплотненных серо-голубоватых или серо-зеленоватых глин со следами ползания червей, такого же цвета алевролитов и песчаников преимущественно серых мелко-, реже среднезернистых. В средней

35 м

части толщи в песчаниках обнаружены мелкие окатанные обломки фосфоритов; в верхней части присутствуют мелкозернистые песчаники с обилием ярко-зеленого глауконита, особенно на плоскостях наложения. Верхи толщи представлены пачкой чередующихся уплотненных глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников с рассеянными в них мелкими зернами глауконита.

Мощность 82 м

3. Пачка алевролитов фиолетового и желтовато-бурого цвета с тонкими прослойками зеленых и темно-зеленых уплотненных глин. Алевролиты слюdistые. На плоскостях наложения присутствуют образования, похожие на ядра червей.

Мощность 11 м

Выше залегает 80-метровая толща светло-серых песчаников среднего кембрия.

Суммарная мощность нижнего кембрия в г. Кобрине 128 м.

Описанная толща нижнекембрийских образований г. Кобриня сопоставляется П. Л. Шульгой (1951) с горизонтом синей глины и эофитовыми песчаниками Прибалтики.

Южнее г. Кобриня, в с. Гусак нижнекембрийские отложения вскрыты под верхнеюрскими образованиями на глубине 223,5—286 м. Корреляция данного разреза нижнего кембрия с вышеописанным кобринским, произведенная на основании наличия в обоих разрезах двух маркирующих горизонтов (глауконитовых песчаников и прослоев с фосфоритами), указывает на отсутствие в с. Гусак как нижних, так и верхних слоев нижнего кембрия. Из нижних слоев здесь отсутствует почти вся толща песчаников, слагающая в г. Кобрине базальную часть горизонта синей глины. Из верхних слоев отсутствуют пачка пестроцветных алевролитов и пачка чередующихся глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников, достигающих в г. Кобрине 40 м суммарной мощности. Отсутствует в с. Гусак и верхняя часть надэффузивной толщи, подстилающая в г. Кобрине базальные песчаники горизонта синей глины и представленная там толщей переслаивающихся пестроцветных тонкозернистых слюdistых песчаников и алевролитов. В с. Гусак последние образования размыты, и отложения горизонта синей глины ложатся непосредственно на крупнозернистые аркозовые песчаники — более древние слои надэффузивной толщи. Все это указывает на наличие перерыва и размыва на границе горизонта синей глины и подстилающих ее образований надэффузивной толщи в юго-западной части Брестской области.

Размыв верхних горизонтов надэффузивной толщи и отсутствие нижних слоев горизонта синей глины в с. Гусак объясняется поднятием в этом пункте слоев надэффузивной толщи, срезанных трансгрессией нижнекембрийского моря, которое покрыло район данного поднятия немного позже того, как оно проникло в район г. Кобриня.

К юго-востоку от описанных разрезов нижнекембрийские отложения вскрыты бурением в бассейне р. Горыни. В районе г. Ровно эти отложения вскрыты под сарматом на глубине 20,5 м (Чарноцкий, 1926). Здесь они представлены толщей зеленоватых глин с подчиненными прослоями песчаников, прослеживающейся до глубины 78,3 м. Ниже глин (до глубины 96,1 м) залегает пачка красноцветных сланцев с прослоями песчаников, сменяющихся книзу разноцветными аркозовыми песчаниками, в которых скважина остановлена на глубине 112 м. К нижнему кембрию Я. Чарноцкий справедливо отнес здесь толщу зеленоватых глин. Эта толща в последние годы вскрыта в бассейне р. Горыни многочисленными скважинами Украинского геологического управления. В большинстве ее разрезов констатированы прослои окатанных мелких желваков фосфоритов, так же как и в описанных выше разрезах Западной Волини. Эти прослои являются более молодыми, чем конкреционные фосфориты острожской серии Волини и ущицкой свиты Подолии, с которыми их предположительно сопоставляла П. Л. Шульга (1952).

Судя по геологическому разрезу в г. Ровно, нижнекембрийские отложения в бассейне р. Горыни залегают на верхних слоях ущицкой свиты. Покрываются они отложениями молодовского горизонта нижнего силура.

В Подольском Приднестровье нижнекембрийские отложения отсутствуют, так же как отсутствуют они и южнее — в западной части Одесской области.

Таким образом, распространение нижнекембрийских отложений в пределах волыно-подольской части Русской платформы ограничено только волынской ее частью. Южная граница распространения этих отложений еще не уточнена. Предположительно ее можно проводить по линии Летичевского поднятия фундамента, простирающегося по геофизическим данным по линии Хмельницкий—Тернополь.

Средний кембрий. Отложения среднего кембрия в пределах УССР вскрыты четырьмя скважинами на протяжении от с. Буцин на севере до г. Владимир-Волянского на юге и одной скважиной в г. Кобрине.

В районе г. Владимир-Волянского средний кембрий вскрыт полностью — от контакта с нижним до контакта с верхним кембрием на глубине 381—473 м.

В г. Кобрине средний кембрий, залегающий согласно с подстилающими его отложениями горизонта синей глины, вскрыт на глубине 194—275 м. В остальных пунктах он обнаружен под верхним мелом. В основании его в с. Буцин и в с. Туротин залегают типичная синяя глина с остатками *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и другими червьями, указывающими на ее нижнекембрийский возраст.

На всей площади Западной Волины средний кембрий представлен песчаниками. Эти песчаники светло-серые, до белых, преимущественно мелко- или среднезернистые, редко крупно- и разнотельные, обычно слабосцементированные, а иногда довольно рыхлые, часто косослоистые, нередко содержат небольшие катуны каолина. Характерным для них является небольшое содержание цемента. Легкая фракция этих песчаников состоит из кварца. В их тяжелой фракции преобладает циркон (до 74%). Второе место занимает турмалин (до 35%); остальные минералы (рутил, хлоритид, анатаз, роговая обманка, эпидот, брукит) присутствуют в виде единичных зерен. Спорадически в большом количестве присутствуют черные рудные минералы, лейкоксен и пирит.

Палеонтологических остатков в песчаниках среднего кембрия не обнаружено. Отнесение их к среднему кембрию основано, во-первых, на их стратиграфическом положении — залегании непосредственно на нижнекембрийских отложениях (к северу от г. Кобрини эти песчаники прослежены Т. И. Осыко в пределах Белоруссии и к северу от нее, где установлено их соответствие фукоидным песчаникам Прибалтики), и, во-вторых, на близком сходстве как по внешнему виду, так и по микроскопическим данным с песчаниками среднего кембрия Келецко-Сандомирского края, где в последних присутствуют среднекембрийские трилобиты (*Paradoxides tessini* и др.).

К югу от г. Владимир-Волянского отложения, близкие к среднекембрийским по внешним и по минералогическим данным, вскрыты опорной скважиной в районе г. Олеско. Этой скважиной на глубине 1820—1917 м под китайгородским горизонтом верхнего силура вскрыты песчаники мелкозернистые кварцевые, почти мономинеральные, рыхлые. Все скважины, пробуренные в Восточной Волине (бассейн р. Горыни) в разрезе нижнего палеозоя, не обнаружили среднекембрийских образований. Отсутствуют эти отложения и в приднестровской части Подолии, а также к югу от последней.

Таким образом, среднекембрийские образования на Волыно-Подольи занимают значительно меньшие пространства, чем нижнекембрийские.

В фациальном отношении их можно рассматривать как прибрежно-морские или прибрежно-континентальные образования, отразившие момент поднятия в области питания, а также момент значительного сокращения кембрийского моря.

Верхний кембрий. Отложения верхнего кембрия вскрыты рядом скважин, расположенных к западу и юго-западу от г. Ковеля.

Геологические условия залегания верхнего кембрия в Западной Волини приведены в табл. 101.

Таблица 101

Характеристика условий залегания верхнекембрийских отложений

Местоположение скважин	Глубина залегания вскрытой части в м		Вскрытая мощность	Возраст подстилающих пород	Возраст покрывающих пород
	от	до			
с. Стенжашце	300,10	305,65	5,55	Ст ₂	Ст ₂
г. Любомль	286,00	315,05	29,05	?	Ст ₂
с. Подгородное	364,45	384,45	20,00	?	О
с. Римачи	315,65	456,05	140,40	?	Ст ₂
Окрестности г. Турийска	167,25	262,73	95,48	?	Ст ₂
с. Соловиче	248,50	276,00	27,50	?	О
с. Лучице	197,50	332,00	134,50	?	Ст ₂
К северу от г. Владимир-Волинского	286,20	381,00	94,80	Ст ₂	Ст ₂
г. Кобрин	193,90	198,00	4,19	Ст ₂	І ₃

Как видно из таблицы, глубина залегания верхнего кембрия в Западной Волини колеблется в пределах от 167 до 364 м. Верхний кембрий залегает здесь на отложениях среднего кембрия и перекрывается глауконитовыми песчаниками нижнего силура, соответствующими таким же песчаникам нижнего силура Прибалтики.

Контакт верхнего кембрия со средним наблюдался только в трех разрезах: на северной окраине г. Владимира-Волинского, в г. Кобрине и в 9 км к северу от г. Устилуга. По этим разрезам граница между средним и верхним кембрием резкая, она определяется по смене светло-серых, почти белых песчаников среднего кембрия темно-серыми аргиллитами верхнего кембрия.

Граница между верхним кембрием и нижним силуром наблюдалась только в двух разрезах: в с. Подгородном (к западу от г. Ковеля) и в с. Соловиче (к юго-западу от г. Ковеля). Литологически она довольно резкая и проводится по подошве темно-зеленых глауконитовых песчаников, постепенно сменяющихся кверху глауконитовыми известняками с нижнесилурической фауной. Существует ли на этой границе стратиграфическое несогласие — неизвестно ввиду недостаточности имеющихся материалов.

Сложен верхний кембрий в рассматриваемом районе следующими породами.

Внизу залегают темно-серые, с легким зеленоватым оттенком глинистые сланцы с прослоями в нижней части сильно ожелезненных тонкозернистых песчаников и алевролитов мощностью до 10 м. Выше следует толща чередующихся тонкозернистых и тонкослоистых серых и серо-зеленоватых иногда косослоистых песчаников и серо-зеленоватых алевроли-

тов. На поверхности напластования как песчаников, так и алевролитов часто наблюдаются образования типа иероглифов. Довольно часты неопределимые ядра и отпечатки червей, встречены остатки *Lingulella* sp.

В средней части разреза прослежен пласт тонкозернистых песчаников, содержащих глауконит; иногда песчаники сопровождаются прослоями мелкогалечных конгломератов.

В верхней части разреза преобладают светло-серые песчаники, местами известковистые, рыхлые, неравномернозернистые, ноздреватые, нередко присутствуют песчаники тонкозернистые, слюdistые, пятнистой окраски, с редкими зернами пирита или песчаники, обогащенные каолином. В с. Подгородном в песчаниках встречены налеты галенита.

Минералогический состав пород верхнего кембрия почти идентичен составу песчаников среднего кембрия и отличается только появлением в них глауконита, а в легкой фракции — присутствием, кроме кварца, незначительного количества полевого шпата. По составу минералов тяжелой фракции породы верхнего кембрия очень четко отличаются от покрывающих их пород нижнего силура.

Видимая мощность верхнего кембрия в Западной Волыни 160—165 м.

Вопрос о распространении верхнего кембрия на площади Воыно-Подольской плиты к настоящему времени не выяснен. Не исключена принадлежность к нему некоторой части или всей толщи светло-серых мелкозернистых песчаников, вскрытых под известняковой толщей верхнего силура опорной скважиной в районе г. Олеско.

Следует отметить полную аналогию литологического состава верхнего кембрия Западной Волыни и Польского Среднегорья, где эти отложения характеризуются богатой трилобитовой и брахиоподовой фауной.

Из всего вышеизложенного относительно состава, стратиграфии и распространения древних образований осадочного покрова платформенной части УССР можно сделать следующие основные выводы.

1. Самыми древними образованиями осадочного покрова в области платформенной части УССР являются отложения, известные на Воыни как острожская серия, которой на Подолии в какой-то мере соответствуют могилевская и часть ущицкой свиты.

2. Эти отложения распространены на всей площади Воыно-Подольи, в Молдавии и в западной части Одесской области, где они залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте.

В нормальном разрезе кровлей их служит горизонт синей глины нижнего кембрия, залегающий на отложениях ущицкой свиты с стратиграфическим и угловым несогласием.

3. Представлены острожская серия, могилевская и ущицкая свиты на изученной площади терригенными осадками. К средней части острожской серии в бассейне р. Горыни и в юго-западной части Брестской обл. приурочены излившиеся породы — базальты, трахидолериты, спилиты и др. К отложениям ущицкой свиты в Приднестровье приурочено распространение конкреционных фосфоритов в первичном залегании.

Мощность острожской серии в бассейне р. Горыни достигает 900—950 м.

Мощность могилевской и ущицкой свит в Приднестровье колеблется в пределах 240—290 м.

4. Ущицкая свита, на основании состава спор, сопоставляется с ляминаритовыми слоями Прибалтики. Верхние слои острожской серии в Западной Воыни сопоставляются с ламинаритовыми слоями на основании аналогии их литологического состава, близкого сходства их минералогического состава и по стратиграфическому положению.

5. Палеонтологически охарактеризованные нижнекембрийские отложения на площади платформенной части УССР представлены отложениями горизонта синей глины. Средний и верхний кембрий выделены здесь на основании стратиграфических данных и литологических аналогий с соответствующими отложениями области Келецко-Сандомирского края и Прибалтики.

6. Нижний кембрий представлен терригенными породами: глинами типа синей глины Прибалтики, алевролитами и песчаниками. Отложения нижнего кембрия установлены только на Воляни. В приднестровской части Подолии, как и в Одесской обл., нижний кембрий отсутствует.

Мощность нижнего кембрия в юго-западной части Брестской обл. 128 м. Вскрытая мощность нижнего кембрия к северу и югу от г. Ковеля 80—85 м. Максимальная мощность нижнего кембрия в бассейне р. Горыни 58 м.

7. Средний и верхний кембрий установлены бурением только в Западной Воляни. Предположительно к среднему—верхнему кембрию отнесены песчаники, вскрытые опорной скважиной в районе г. Олеско под китайгородским горизонтом.

8. Средний кембрий на рассматриваемой площади представлен только светло-серыми песчаниками.

Мощность среднего кембрия 80—92 м.

9. Верхний кембрий представлен песчаниками, алевролитами и темно-серыми аргиллитами.

Видимая мощность верхнего кембрия 160—165 м.

Сопоставление древних образований осадочного покрова платформенной части УССР с соответствующими образованиями некоторых регионов Европы приводится в табл. 102.

СИЛУР

В пределах УССР силурийские отложения известны на Воляни, Подолии, а также в западной части Одесской обл. На Подолии по р. Днестру и его левым притокам обнажается вся толща силурийских осадков. На Воляни силурийские отложения не обнажаются, но вскрыты скважинами во многих пунктах. В Одесской обл. силурийские отложения вскрыты несколькими опорными скважинами.

В последнее время отложения нижнего силура вскрыты скважинами по р. Горыни. Верхний силур вскрыт в бассейне р. Стублы (левого притока р. Горыни) и к западу от этой реки. В районе г. Олеско силурийские отложения полностью пересечены опорной скважиной, а в районе г. Равы-Русской в осевой части Львовско-Люблинской впадины вскрыты дислоцированные осадки верхнего силура. К северу от широты г. Владимира-Волынского силурийские отложения вскрыты в нескольких пунктах, причем в двух пунктах полностью пересечены отложения нижнего силура (ордовика) — от контакта его с кембрием до контакта с верхним силуром.

Описания силурийских отложений, развитых в приднестровской части Подолии, встречаются в литературе почти с самого начала прошлого столетия — Ст. Сташиц (St. Staszic), 1815; Е. Эйхвальд (E. Eichwald), 1846; Я. Пуш (J. Pusch), 1836; Лилль-де-Лиленбах (Lill-de-Lilienbach), 1833.

Во второй половине XIX в. силур Подолии был частично освещен в работах Н. Барбот-де-Марни (1867а); Д. Штура (D. Stur, 1872); Ф. Шмидта (Fr. Schmidt, 1873а, 1873б, 1874) и др. К этому периоду относятся первые попытки установления стратиграфической схемы силура Подолии — А. Альт (A. Alth), 1874; Е. Дуниковский (E. Dunikowski,

Сопоставление древних образований осадочного покрова платформенной части УССР с соответствующими образованиями некоторых регионов Европы (составила П. Л. Шульга)

Единицы общей шкалы		Местные подразделения				
Система	Отдел	Западная Волянь (бассейн р. Зап. Буг)	Восточная Волянь (бассейн р. Горынь)	Подолія (по Л. Ф. Лунгерсгаузену)	Прибалтика (по Б. С. Соколову)	Польское Среднегорье
Силурийская	Нижний	Глауконитовые слои	Низы песчаников молодого горизонта	Низы песчаников молодого горизонта	Глауконитовые слои	Глауконитовые песчаники с <i>Obolus siluricus</i>
Кембрийская	Верхний	Песчаники мелкозернистые, алевролиты с <i>Lingulella</i> sp. Аргиллиты темно-серые (160—165 м)	Перерыв	Перерыв	Диктионемовые (оболовые) слои	Сланцы, граувакки и плитчатые кварциты с <i>Lingulella</i> sp. и <i>Obolus</i> sp.
	Средний	Песчаники кварцевые светло-серые, до белых, иногда косослойные, местами с катунями каолина (80—92 м)			Ижорские (фукоидные) слои	Кварциты лысогогорские и фукоидные песчаники с <i>Paradoxides tessini</i> и др.
	Нижний	Глины серо-зеленоватые („синие“) с <i>Platisolenites antiquissimus</i> Eichw. и др. с прослоями алевролитов и песчаников	Нижняя часть здолбуновских слоев		Эофитоновые слои	Глинистые сланцы и алевролиты оливковые, серые и желтоватые с прослоями песчаников и кварцитов с <i>Olenellus (Holmia)</i>
		Песчанниковая толща	?		«Синяя глина»	Песчаники брекчиевидные и другие
Рифейская? (или синий?)	Надэффузивная толща Эффузивная толща Подэффузивная толща	Острожская серия (по Я. Самсоновичу)	IV горизонт (лючинские песчаники), III горизонт I и II горизонты	Ущицкая и моголевская свиты Перерыв (?)	Ламинаритовые и гдовские слои Перерыв	Алевролиты оливковые и глинистые сланцы темно-зеленые с прослоями песчаников и кварцитов
Кристаллический фундамент						

1884); А. Альт и Ф. Беньяш (A. Alth, F. Bieniasz), 1887; В. Шайноха (W. Szajnocha), 1889.

Только в самом конце XIX в. силур Подолии был изучен монографически русским геологом П. Н. Венюковым (1899), давшим первые достоверные сведения о нем как в части палеонтологии, так и в части стратиграфии и палеогеографии.

После П. Н. Венюкова силуром Подолии в той или иной мере занимался ряд геологов: В. Тейссеир (W. Teisseyre), 1900a; М. Ломницкий (M. Lomnicki), 1901; Я. Семирадский, 1906a, 1922; В. Д. Ласкарев, 1904, 1914a; Я. Премик (J. Premik), 1924; Р. Р. Выржиковский, 1929a. Однако существенных изменений в представлениях о нем эти работы не внесли.

В период после первой мировой войны из работ иностранных исследователей заслуживают внимания монография Р. Козловского (R. Kozłowski, 1929), который описал фауну брахиопод верхнего силура Подолии, и работа Ф. Васкауцану (1931), который описал нижнепалеозойские отложения, выступающие по правому берегу р. Днестра — от кристаллического фундамента до нижнего девона. Всю эту толщу данный автор отнес к силуру, выделив в ней 12 горизонтов, 5 из которых он отнес к нижнему силуру и 7 — к верхнему. Этот же автор впервые установил в Приднестровье палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего силура, которые он выделил в молодовский горизонт.

Представления о силурийских отложениях Волыни до 1945 г. были отрывочными и в основном базировались на данных неглубокого бурения, вскрывшего эти отложения частично и в небольшом количестве пунктов (Самсонович, 1939б; Суйковский, 1930).

Планомерное, последовательное и всестороннее изучение силурийских отложений как Подолии, так и всей Волыно-Подольской плиты производится в советский период. Начатые до Великой Отечественной войны в пределах Приднестровья исследования особенно широко развернулись в послевоенное время, охватив всю область Волыно-Подольской плиты. К этому периоду относятся исследования Л. Ф. Лунгерсгаузена (1940), Л. Ф. Лунгерсгаузена и О. И. Никифоровой (1942), О. И. Никифоровой (1954), П. Л. Шульги (1951, 1952), Г. Х. Дикенштейна и др.

Ниже приводится описание силурийских отложений по данным этих исследований и материалам геологоразведочных организаций.

Нижний силур (ордовик). Отложения нижнего силура широко распространены на Подолии и Волыни, однако сведения об их составе, возрасте и условиях залегания получены только в последние годы.

Как отмечено выше (см. раздел «Кембрий») в приднестровской части Подолии к нижнему силуру относится только молодовский горизонт. Отложения этого горизонта обнажаются по р. Днестру, между устьями рр. Рестева и Молодова, и по левым притокам Днестра — рр. Студенице и Тернаве.

Залегает молодовский горизонт на размытой поверхности древних немых песчано-глинистых образований ушницкой свиты (по последним данным ушницкая свита сопоставляется с ламинаритовыми слоями Прибалтики). Кровлей молодовского горизонта являются карбонатные образования ландоверского яруса верхнего силура, выделенные О. И. Никифоровой (1954) в китайгородский горизонт. Согласно данным И. Д. Гофштейна (1954), на границе нижнего и верхнего силура в Приднестровье имел место перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом и образованием коры выветривания на поверхности нижнего силура.

Литологически молодовский горизонт состоит из серых и желтовато-бурых песчаников, в разной степени известковистых. Нижняя часть этих

песчаников рыхлая, местами (Китайгород) содержит большое количество ярко-зеленого глауконита, окатанные обломки кварца и фосфоритов. Кверху песчаники становятся более плотными, известковистыми и постепенно переходят в серые кристаллические известняки (Рестево, Китайгород, Калачковцы). В районе сс. Бакота и Дурняковцы эти известняки отсутствуют, а верхняя часть молодовского горизонта сложена конгломератовидными песчаниками.

Мощность молодовского горизонта небольшая и колеблется от 0,2 до 3,5 м. Изменение мощности прослеживается в обнажениях по направлению с северо-запада на юго-восток, начиная от Китайгорода.

В нижней и средней частях песчаников молодовского горизонта встречается обычно обильная, но плохой сохранности фауна: *Platystrophia* sp., *Orthis* sp., *Strophomena* sp., *Chasmops* ex gr. *maximus* Sch m., *Illaenus* sp., *Murchitsonia* sp., *Holopea* sp., *Subulites* sp., *Modiolopsis* sp., *Discoceras* sp., *Dawsonoceras* sp., *Diplotrypa petropolitana* Nich. и *Hemiphragma rotundatum* Bass¹.

В верхней части молодовского горизонта встречаются: *Porambonites gigas* Sch m., *Lingula* sp., *Palaeohalysites parallelus* Sch m. и *Triplectia insularis* Eich w.

О. И. Никифорова (1954) считает, что молодовский горизонт отвечает какой-то части ликгольмских слоев нижнего силура Прибалтики.

На Волини нижний силур встречен скважинами в ее западной и восточной частях.

В западной части Волини нижний силур вскрыт в трех пунктах: в с. Подгородное Любомльского района (к западу от г. Ковеля), в с. Соловичи Турийского района и в с. Радехове Любомльского района (к юго-западу от г. Ковеля). В двух первых пунктах нижний силур вскрыт полностью — от подстилающих его образований верхнего кембрия, до покрывающих отложений верхнего силура.

Наиболее полный стратиграфический разрез нижнего силура вскрыт в с. Подгородном. Здесь на светло-серых песчаниках верхнего кембрия, начиная с глубины 364,45 м, залегают (снизу вверх):

- | | | |
|--|----------|----------|
| 1. Песчаники глауконитово-кварцевые, мелкозернистые, карбонатные, гемно-зеленые. Контакт с подстилающими песчаниками верхнего кембрия резкий. | Мощность | 4,5 м |
| 2. Известняки доломитизированные, крупнокристаллические, с глауконитом, серые, плотные. | Мощность | 1 .. |
| 3. Известняки кристаллические с участками разной окраски: красно-бурые и желтовато-бурые с фиолетовым оттенком; встречаются налеты и верна пирита и халькопирита: местами переполнены остатками трилобитов (<i>Asaphus</i> sp., <i>Pliomera</i> sp.) и головоногих (<i>Endoceras</i> sp.). Встречены остатки <i>Sphaeronites</i> sp. | Мощность | 4 .. |
| 4. Известняки органогенно-обломочные, комковатой структуры, в нижней части темно-серые и желтовато-бурые. | Мощность | 19 .. |
| 5. Известняки кристаллические серые. Содержат два прослоя желтоватых оолитовых известняков («чечевичные слои») на глубине 329,65 м и на глубине 320,65 м. | Мощность | 15,95 .. |

Выше залегают известняки серо-голубоватые, мергелистые с *Bilobites bilobus* L., *Sowerbyella mullochenensis* Rec d., *Hesperortis* sp., *Coelospira* sp. и другой фауной, указывающей на принадлежность вмещающих пород к нижней части ландоверского яруса верхнего силура.

Мощность нижнесилурийских отложений в этом разрезе около 45 м.

В 25 км к юго-востоку от описанного разреза, в районе с. Соловичи, нижнесилурийские отложения вскрыты в тех же стратиграфических условиях, что и в с. Подгородном, т. е. между отложениями верхнего кембрия и низами верхнего силура. Нижний силур здесь вскрыт на глубине

¹ Определения фауны О. И. Никифоровой.

234,6 м. В этом разрезе мощность нижнесилурийских отложений 13,9 м. Верхние слои, установленные в районе с. Подгородного, в разрезе с. Соловичи отсутствуют.

К западу от с. Соловичи, в районе с. Радехова нижний силур вскрыт под верхним силуром на глубине 290,2 м. Скважина остановлена в нижнем силуре; она вскрыла только 12,1 м его мощности. Представлен нижний силур в этом пункте серыми глинистыми известняками с *Dalmanella* ex gr. *vesenbergiana* W y s o g., указывающей на принадлежность данных слоев к верхнему ордовику.

В восточной части Волыни, в бассейне р. Горыни, нижний силур вскрыт в 1953—1955 гг. многочисленными скважинами Украинского геологического управления. В этом районе он залегает на толще синих глини нижнего кембрия и перекрыт серо-зеленоватыми доломитизированными мергелями, содержащими фауну верхнесилурийского возраста.

Представлен нижний силур здесь в нижней части известковистыми песчаниками с глауконитом, которые кверху постепенно переходят в серые кристаллические известняки. В песчаниках и известняках присутствуют остатки фауны, пока еще не изученной.

Внешне породы нижнего силура бассейна р. Горыни ничем не отличаются от пород молодовского горизонта Приднестровья. Известняки нижнего силура во всех наблюдавшихся разрезах Волыни, так же как и в приднестровских разрезах (там, где они присутствуют), внешне весьма близки, а иногда и не отличимы.

Обращает на себя внимание литологическая идентичность нижнесилурийских отложений Западной Волыни и Прибалтики. Западно-волинский разрез нижнего силура, по скважине в с. Подгородном, полностью отвечает прибалтийскому в пределах от глауконитового песчаника вагинатового горизонта до низов эхиносферитового горизонта (включительно).

Близки отложения нижнего силура Западной Волыни и к соответствующим отложениям Келецко-Сандомирского края.

В разрезе опорной скважины, расположенной в районе г. Олеско, нижнесилурийских отложений не обнаружено. Верхний силур здесь залегает непосредственно на светло-серых, почти белых, мелкозернистых песчаниках, отнесенных сотрудниками Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ) к кембрию.

Все вышеприведенные факты указывают, что нижнесилурийские отложения на Вольно-Подоллии залегают трансгрессивно на разновозрастных отложениях кембрия (на синих глинах в бассейне р. Горыни, на верхнекембрийских песчаниках в Западной Волыни и на породах ущицкой свиты в Приднестровье). На границе нижнего и верхнего силура также существуют стратиграфические несогласия и размыв, который местами достигает кембрия.

Сопоставление нижнесилурийских отложений Вольно-Подоллии и сравнительное их изучение позволяют считать, что эти отложения покрывали всю рассматриваемую территорию и были здесь, по-видимому, представлены почти во всей своей стратиграфической полноте. Лишь после накопления, в предверхнесилурийское время они были в той или иной мере (а местами и полностью) уничтожены эрозией и трансгрессией верхнесилурийского моря. Судя по характеру осадков, нижнесилурийское море Вольно-Подоллии имело непосредственную связь с соответствующими бассейнами Прибалтики и области Келецко-Сандомирского края.

Верхний силур (готланд). Как отмечено выше, верхнесилурийские отложения обнажаются в береговых обрывах р. Днестра, а также известны на Волыни, где они вскрыты многими скважинами.

В пределах Подолии наблюдаются три яруса верхнего силура: ландоверский, венлокский и лудловский. Литологически они представлены мощной толщей (до 560 м, по О. И. Никифоровой) известняково-доломито-мергелисто-глинистых пород, залегающих с эрозионным несогласием на известняках нижнего силура и постепенно переходящих кверху в красноцветную песчанистую толщу нижнего девона. В нижней половине разреза верхнего силура преобладают известняки и доломиты, а в верхней — мергели и глинистые сланцы.

В последние годы предложены две схемы расчленения верхнего силура Подолии: схема Г. Х. Дикенштейна и схема О. И. Никифоровой, по которой ниже приводится описание нижнего силура Подолии.

По схеме О. И. Никифоровой (1954) верхний силур Подолии разделен на китайгородский, мукшинский, устьевский, малиновецкий, скальский, борщовский и чортковский горизонты. Китайгородский горизонт сопоставляется ею с ландоверским ярусом; мукшинский, устьевский и малиновецкий горизонты — с венлокским ярусом; скальский, борщовский и чортковский горизонты — с лудловским ярусом силура Англии.

Китайгородский горизонт (мощность до 60 м). Наиболее характерные обнажения находятся в районе с. Китайгородка. Залегаet данный горизонт трансгрессивно на молодовском горизонте нижнего силура и согласно перекрывается породами мукшинского горизонта.

Отложения китайгородского горизонта прослеживаются в обнажениях по р. Днестру — от сс. Молодово и Дурняковцы на востоке, до устья р. Мукши на западе и по левым притокам Днестра: рр. Мукше, Студенице, Тернаве и Смотричу.

Представлен китайгородский горизонт довольно однообразной толщей серых и зеленовато-бурых мергелистых комковатых известняков, переслаивающихся с небольшими пачками глинистых сланцев. Фауна этого горизонта состоит обычно из многочисленных разнообразных хорошей сохранности брахиопод, из которых характерными являются *Bilobites bilobus* L. (Dal m.), *Parmorthis elegantula* (Dal m.), *Platystrophia* ex gr. *dentata* Pand., *Sowerbyella transversalis* W a h l., *Anastrophia podolitica* (Wenjuk.), *Wilsonella davidsoni* M'Co y, *Atrypa barrandeti* Dav., *Plecatrypa imbricata* Sow., *Spirifer* (*Eospirifer*) *radiatus* Sow. и *Sp. (Delthyris) elevatus* Dal m. Вместе с брахиоподами встречаются трилобиты — *Encriurus punctatus* W a h l., *Enep. magnituberculatus* Beed. и *Calymene blumenbachi* Grongn., головоногие — *Dawsonoceras annulatum* (Sow.) и *Orthoceras? althi* Wenjuk; пелециподы — *Pterinea concentrica* Wenjuk., *Ambonichia striata* Sow., *Ptychodesma nilsoni* His., *Mytilus parens* V a r g., *Lunulicardium* aff. *bohémica* V a r g. и гастроподы — *Oriostoma heliciforme* Wenjuk., *Pleurotomaria labrosa* Hall., *Cyclonema carinatria* var. *multicarinata* Lindstr., *Loxonema sinuosa* Sow. и др.

В составе брахиопод китайгородского горизонта, по наблюдениям О. И. Никифоровой, отсутствуют формы, характерные для переходных отложений от нижнего к верхнему силуру, известные для низов ландоверского яруса европейского силура, что подтверждает представление о перерыве в отложениях на грани нижнего и верхнего силура в пределах Подолии. В целом же приведенная фауна свидетельствует о ландоверском возрасте китайгородского горизонта.

Литологический состав китайгородского горизонта и общий комплекс содержащейся в нем фауны указывают на то, что во время его отложения подолевский силурийский бассейн представлял собой неглубокое теплое море.

Мукшинский горизонт (мощность 12—14 м). Установлен О. И. Никифоровой в бассейне р. Мукши. Прослеживается в обнажениях по р. Днестру у устья р. Мукши, а также по берегам р. Смотрич, около сс. Думаново и Черни.

Залегают он на отложениях китайгородского горизонта и перекрыт отложениями устьевского горизонта. Представлен мукшинский горизонт преимущественно толстослоистыми, очень плотными серыми кристаллическими, иногда доломитизированными известняками. В этом горизонте встречены: *Parmorthis crassa* (Lindstr.), *Rhipidomella staszici* Kozl., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Ucninulina stricklandi* (Sow.), *Wilsonella dumanovi* Wenjuk., *Camarotoechia nucula* Sow., *C. bidentata* (Daln.), *Atrypa reticularis* L. var. *orbicularis* Sow., *Rhynchotrete cuneata* (Daln.), *Meristella tumida* (Daln.). Кроме того, в отличие от нижележащего китайгородского горизонта здесь появляется большое количество строматопор (*Actinostroma podolica* Jav., *Act. intertextum* Nich.) и фавозитов.

Ряд видов, как *Parmorthis crassa* (Lindstr.), *Ucninulina stricklandi* (Sow.), *Rhynchotrete cuneata* (Daln.) и *Meristella tumida* (Daln.) указывает на принадлежность мукшанского горизонта к венлокскому ярусу. Принадлежность к этому ярусу также и вышележащих — устьевского и малиновецкого — горизонтов послужила основанием для отнесения мушкинского горизонта к низам венлокского яруса.

Устьевский горизонт (мощность 24—25 м) прослеживается в обнажениях по р. Мукше, вдоль левого берега р. Днестра, ниже с. Устье, и по р. Смотричу.

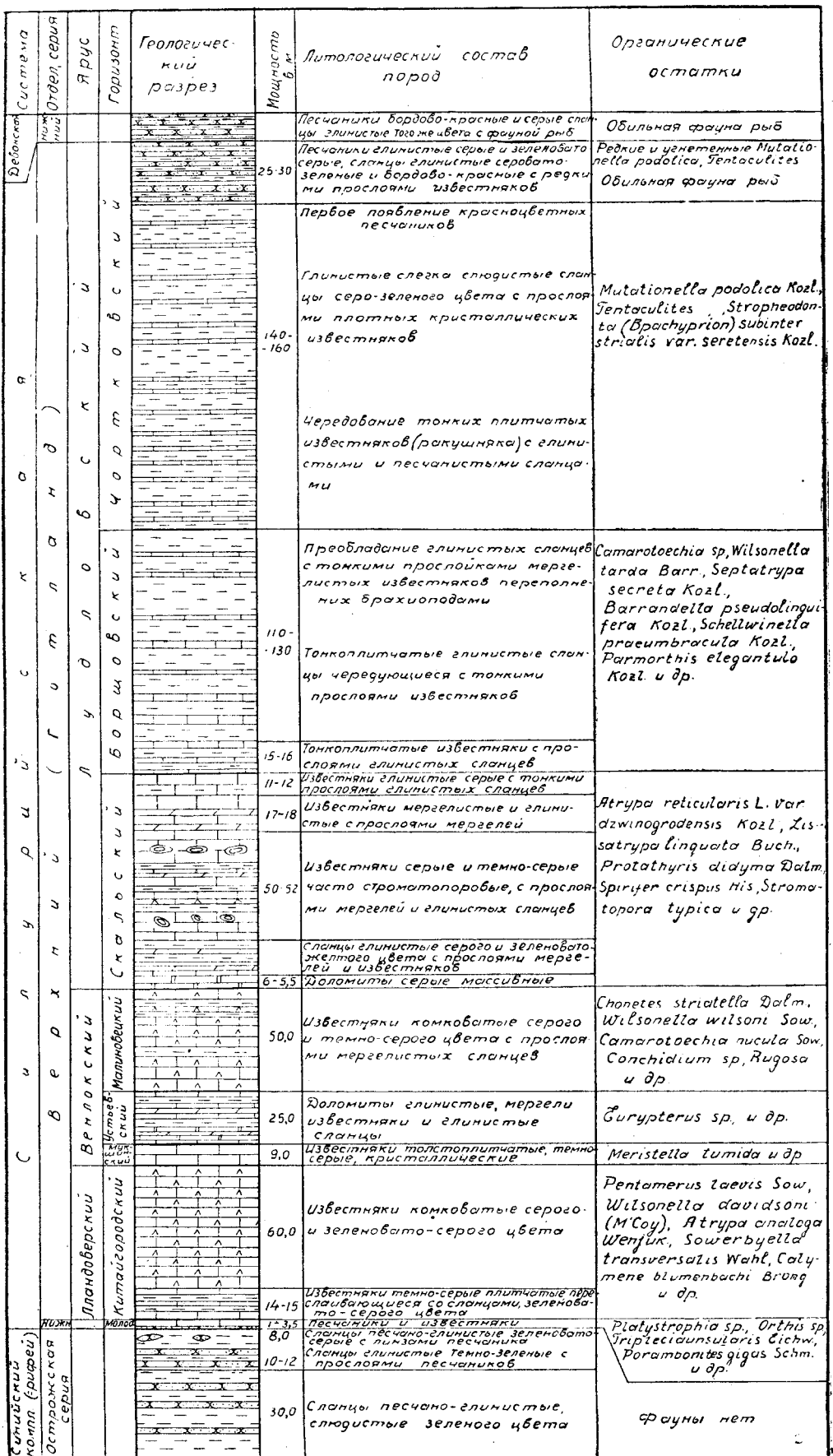
Литологически устьевский горизонт представлен толщиной плитчатых желтовато-зеленоватых и светло-серых доломитов, чередующихся с пачками тонких мергелей различной мощности и серо-зеленоватых сланцев. Изредка встречаются тонкие прослои известняков. На поверхности напластования этих пород часты следы трещин усыхания.

Из окаменелостей в устьевском горизонте встречаются эвриптериды, в виде скоплений по напластованиям мергелей. Среди них П. Н. Венюков определил *Eurypterus fischeri* Eichw., найденный им в обнажении у с. Думанова. Богатая фауна эвриптерид констатирована О. И. Никифоровой в обнажении ниже с. Устье. По возрасту устьевский горизонт относится к верхам нижнего венлока.

Малиновецкий горизонт (мощность до 60 м) прослеживается в обнажениях по р. Днестру, от устья р. Мукши на востоке до с. Исаковцы на западе, а также по притокам Днестра: Смотричу, Жванцу и в верховьях р. Збруч. Залегает он согласно на устьевском горизонте и также согласно перекрывается доломитами с. Исаковцев.

Сложен малиновецкий горизонт мергелистыми комковатыми известняками голубовато-сероватого цвета с прослоями глинистых сланцев. Для этого горизонта характерно наличие большого количества строматопор (до 10 видов), кораллов и брахиопод. Кораллы представлены сем. Favositidae, Heliolitidae и реже Halysitidae, из которых определены: *Favosites gotlandicus* Lam., *Heliolites decipiens* McCoy, *Cladopora* sp.

Весьма разнообразны и богаты здесь ругозы, из которых определено более 10 видов; брахиопод определено более 20 видов. Из них известны только в границах малиновецкого горизонта следующие виды: *Anastrophia podolica* var. *bragenensis* Nik., *Schelwinella wenjukovi* Kozl., *Atrypa praeartimasps* Nik., *Spirifer (Hovellella) bragenensis* Wenjuk., *Spirifer (Eospirifer) schmidti* Lindstr., *Sp. (Eospirifer) insignis* Lindstr.



20 0 20 40 60 80 м

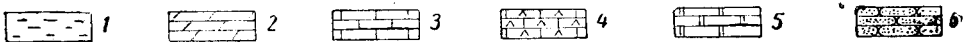


Рис. 29. Сводный геологический разрез силурийских отложений Подольи (по Г. Х. Дикенштейну и В. М. Савостьянову)

1—сланцы; 2—мергели; 3—известняки; 4—известняки комковатые; 5—доломиты; 6—песчанники

Кроме того, здесь известны 6 видов пластинчатожаберных, более 10 видов гастропод, 6 видов головоногих, из ракообразных распространены *Leperditia tyralca* Schm., *Beyrichia inornata* Alth., *B. idonea* Wenjuk., *B. inclinata* Wenjuk., *Entomis reniformis* Wenjuk., *Promitia concinna* Jones., *Bumastum barriensis* Murch., *Calymene tuberculata* Brumm., *Phacops downingiae* Murch., *Proetus concinnus* Dalm.

По возрасту малиновецкий горизонт относится к среднему и верхнему венлоку.

Скальский горизонт (мощность 60—65 м) прослеживается в обнажениях по берегам Днестра — от с. Браги на востоке до с. Волковицы на западе — и вверх по р. Збручу до с. Гусятина. Нижняя граница скальского горизонта проходит по кровле комковатых известняков малиновецкого горизонта, на которых он залегае согласно. Вверху этот горизонт также согласно перекрывается тонкоплитчатыми брахиоподовыми известняками борщовского горизонта.

Литологический состав скальского горизонта довольно разнообразен. В нижней части он сложен толщей (около 5 м) плотных мелкокристаллических доломитов, выступающих в обнажениях в виде карниза; выше следует пачка глинистых сланцев с прослоями тонкозернистых мергелей; еще выше залегае мощная толща плитчатых и толстоплитчатых известняков со строматопорами, чередующихся с глинистыми сланцами и слоистыми мергелями; кверху эта толща сменяется толстоплитчатыми темными битуминозными известняками со строматопорами, образующими банки до 2 м мощности.

Заканчивается скальский горизонт мергелями.

Фауна скальского горизонта представлена главным образом строматопорами, кораллами и остракодами. Брахиоподы в этом горизонте приурочены преимущественно к комковатым и мергелистым известнякам. Особенно характерными из них являются: *Chonetes zbruczensis* var. *holtneensis* Nik., *Lissatrypa prunum* His., *Protathyris didyma* Dalm., *Camarotoechia nucula* (Sow.), *Spirifer elevatus* Dalm., *Sp. magnus* Kozl., *Atrypa reticularis* var. *dzwinogrodensis* Kozl. и *Dayia navicula* Sow.

Скальский горизонт сопоставляется О. И. Никифоровой с нижним лудловом.

Борщовский горизонт (мощность 60—100 м) обнажается по берегу р. Днестра — от с. Волковицы на востоке до с. Синькова на западе, — а также по р. Ничлаве — от ее устья до с. Шманьковцы. Нижняя граница этого горизонта проходит по кровле дзвиногородских мергелей скальского горизонта, содержащих богатую фауну кораллов, строматопор и брахиопод. Верхней границей борщовского горизонта является толща чередующихся тонкоплитчатых мергелей, глинистых и песчаных сланцев чертковского горизонта, для которых характерно появление частых прослоев с тентакулитами.

Отложения борщовского горизонта представлены мергелистыми сланцами, мергелями и известняками. Сланцы преобладают в нижней части горизонта; они темно-серые, слабоизвестковистые. В средней и верхней частях сланцы мергелистые и переходят в светло-серые сланцевые мергели. Известняки, от светло-серого до черного цвета, играют подчиненную роль, залегае в виде незначительных прослоев.

Фауна борщовского горизонта обильна, но довольно однообразна по видовому составу. Представлена она преимущественно брахиоподами; нередко встречаются здесь также мшанки, трилобиты, гастроподы, пластинчатожаберные, реже криноидеи.

Наиболее характерными для борщовского горизонта видами являются: *Wilsonella tarda* Вагг., *Stropheodonta (Brachyprion) subinterstitialis* Козл., *Parmorthis elegantuloides* Козл., *Leptaena emarginata* Вагг., *Spirifer laeotiplicatus* Козл. и *Sp. angustiplicatus* Козл.

По возрасту борщовский горизонт отвечает низам верхнего лудлова.

По данным О. И. Никифоровой, подольское море в борщовское время представляло собой связующее звено между богемским бассейном и бассейнами Урала, Средней Азии и Кузбасса. В то же время оно было довольно устойчивым, так как отдельные виды брахиопод существовали во все борщовское время.

Чортковский горизонт (мощность 150—200 м) обнажается по берегам Днестра от с. Синькова на востоке до с. Устечко на западе— и по р. Серету — от устья и вверх до с. Янова. Нижняя граница чортковского горизонта наблюдается в обнажениях между сс. Синьков и Зозулинцы. Она определяется палеонтологически по массовому появлению *Stropheodonta (Brachyprion) subinterstitialis* Козл. Кроме того, в этом горизонте все чаще и чаще появляются в большом количестве тентакулиты. Верхняя граница горизонта проходит по кровле пород, содержащих известняковые прослои с *Mutationella podolica* Козл. Выше залегают красноцветные песчаники с остатками рыб нижнего девона.

Сложен чортковский горизонт преимущественно слегка слюдистыми зеленовато-серыми глинистыми сланцами, содержащими прослои (в 3—5 см) грубокристаллических светло-серых известняков. В верхах чортковского горизонта появляются песчаники, сначала в виде прослоев и линз светло-серого цвета; кверху же пласты песчаников становятся все более мощными и приобретают красноватые и красно-бурые оттенки и цвета.

Известняковые прослои верхов чортковского горизонта содержат обильную, но однообразную фауну остракод и брахиопод: *Mutationella podolica* Козл., *Spirifer angustiplicatus* var. *zaleszczykiensis* Козл. и *Lingula* sp., а также колонии мелких угнетенных *Tabulata* и *Tentaculites*, обломки цефалопод, пелеципод и часто остатки рыб.

Характерный комплекс фауны брахиопод чортковского горизонта составляют следующие виды: *Spirifer (Hovelletta) angustiplicatus* Козл., *Sp. (Hovelletta) angustiplicatus* var. *zaleszczykiensis* Козл., *Stropheodonta (Brachyprion) subinterstitialis* Козл., *Str. (Brachyprion) subinterstitialis* var. *seretensis* Козл., *Camarotoechia bientaszi* Козл., *Wilsonella tarda* Вагг., *Protathiris praecursor* Козл. и *Mutationella podolica* Козл.

Чортковский горизонт сопоставляется с верхней частью верхнего лудлова.

По заключению О. И. Никифоровой, брахиоподы чортковского горизонта представляют собой доживающую обедненную фауну верхнего силура. Видов, получивших широкое развитие в девоне, среди этой фауны не встречается. Своеобразный состав брахиопод чортковского горизонта, представленных видами, не известными в отложениях соответствующих толщ силура ближайших областей его развития, указывает на изолированность Подольского бассейна конца позднесилурийского времени. Это явление было обусловлено поднятиями территории, закончившимися полным выходом ее из-под уровня моря к началу нижнедевонской эпохи. По Г. Х. Дикенштейну (1953 а), на границе силура и девона в Приднестровье был перерыв в осадконакоплении.

На Волини верхнесилурийские отложения вскрыты скважинами во многих пунктах: несколькими скважинами в бассейне р. Стублы, левого

притока р. Горыни, в районе с. Пелча Ровенской обл., на правом берегу Западного Буга севернее г. Устилуга и в районе г. Равы-Русской.

Некоторые данные по скважинам, вскрывшим верхний силур на правом берегу р. Западный Буг, севернее г. Устилуга, приведены в табл. 103.

Таблица 103

Характеристика условий залегания пород верхнего силура

Название населенного пункта	Глубина залегания вскрытой части верхнего силура в м		Вскрытая мощность в м	Возраст подстилающих пород	Возраст покрывающих пород
	от	до			
г. Ковель	158,25	283,0	124,75	Скважина остановлена в S ₂	Cr ₂
с. Соловичи	218,60	234,60	16,00	О	Cr ₂
с. Подгородное	267,60	319,80	52,20	О	Cr ₂
с. Кусьнище	288,50	335,25	46,75	Скважина остановлена в S ₂	Cr ₂
с. Радехов	280,00	303,0	23,00	То же	Cr ₂
с. Згораны	252,30	289,0	36,70	. .	Cr ₂
с. Ставочек	259,40	328,15	68,75	. .	Cr ₂

Скважинами вскрыты отдельные части разреза верхнего силура. В сс. Соловичи, Подгородное и Радехов вскрыты самые нижние слои верхнего силура, на контакте их с нижним силуром. В остальных пунктах вскрыты более молодые горизонты верхнего силура, не связанные с нижними слоями, поскольку силур в этих местах скважины пересекли неполностью.

Нижние слои верхнего силура в сс. Соловичи, Подгородное и Радехов представлены серо-зеленоватыми с голубоватым оттенком мергелистыми известняками, содержащими большое количество обломков фауны, и плотными глинисто-мергелистыми комковатыми известняками, в нижней части с прослоями сланцеватых серо-зеленоватых мергелистых глин. В них О. И. Никифоровой определены: *Bilobites bilobus* L., *Hesperorthis* sp. (?), *Rhipidonella* sp., *Sowerbyella* cf. *mullochensis* Reed. и *Coelosptra* sp., характеризующие, по ее мнению, низы ландоверского яруса, что в сопоставлении с силуром Приднестровья соответствует китайгородскому горизонту.

Наиболее полный разрез более молодых слоев верхнего силура вскрыт скважиной в г. Ковеле. Их краткое описание приводится ниже (снизу вверх).

1. Глины слабо известковистые, серые, светло-серые и белые с прослоями тонкозернистых, ноздреватых, пиритизированных известняков	283,0 — 277,25 м
2. Известняки мергелистые, серо-голубоватые, в нижней части белые	277,25 — 267,70 „
3. Известняки тонкозернистые, серовато-желтые, с <i>Parmortis</i> sp. и остракодами	267,70 — 254,40 „
4. Известняки мергелистые, серые с зеленоватым оттенком, комковатые	254,40 — 207,20 „

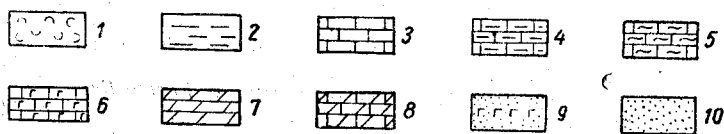
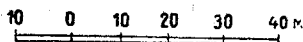
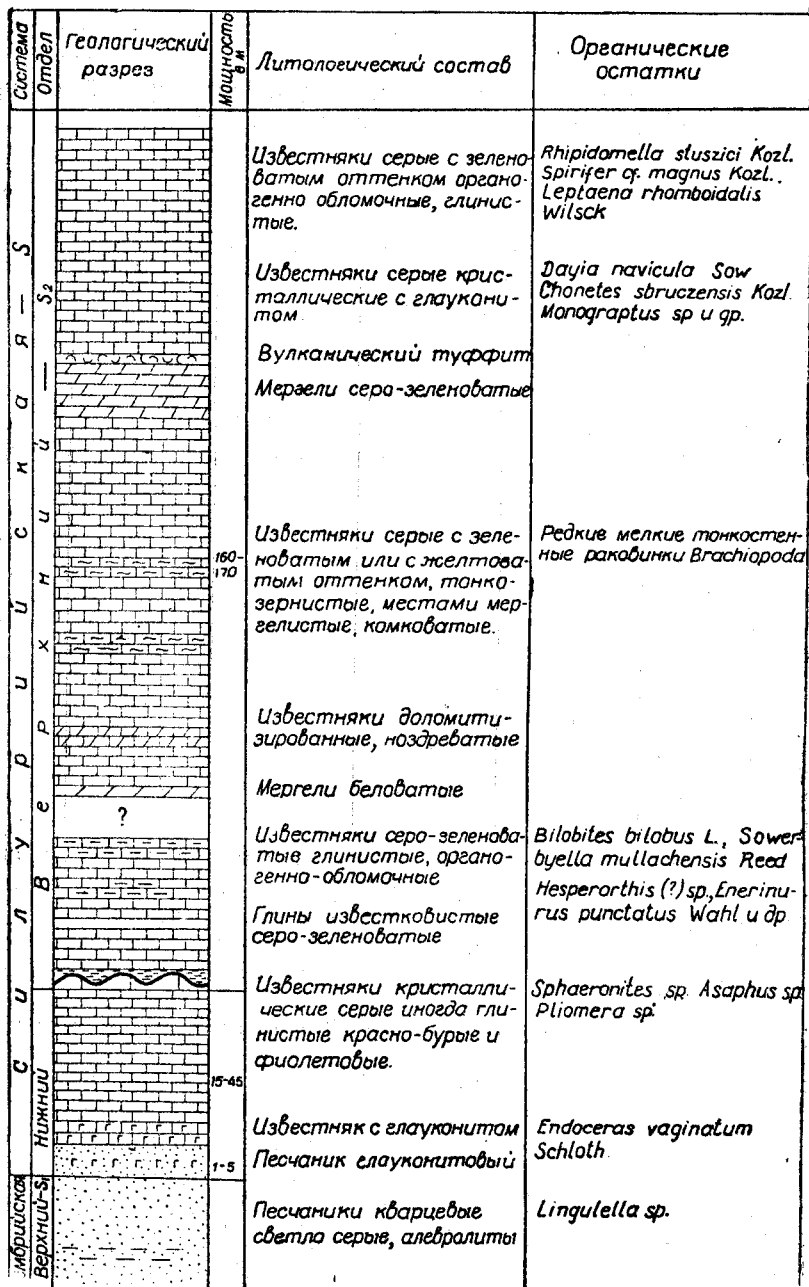


Рис. 30. Сводный разрез силурийских отложений западной части Волыни

1—туффит; 2—глина; 3—известняк; 4—известняк глинистый; 5—известняк мергелистый; 6—известняк глауконитовый; 7—известняк доломитизированный; 8—мергель; 9—песчаник; 10—песчаник глауконитовый

5. Мергели доломитово-известковые, серо-зеленоватые с *Chonetes* ex gr. *zbruczensis* Korl. и *Chonetes* sp. 207,20—197,60 м
6. Туффиты светло-серые до белых, с многочисленными черными и темно-бурыми разноориентированными пластинками биогита 197,60—196,80 ..
7. Известняки кристаллические, серо-зеленоватые, с редкими зернами глауконита 196,80—186,0 ..

8. Известняки глинистые, серые органогенно-обломочные, с остатками: *Rhipidemella staszici* Kozl., *Leptaena rhomboidalis* Wilsk., *Stropheodonta costatula* Barr., *Dayia navicula* Sow., *Spirifer* sp., *Lingula* sp. и многочисленными *Conodontata* 186,0—161,55 м
9. Известняки глинистые, светло-серые с желтоватым оттенком со *Spirifer* cf. *magnus* Kozl., *Atrypa reticularis* L. и *Conodontata* 161,55—158,25 м

Выше залегают отложения сеноманского яруса (до 4 м) и еще выше мел и мергели туронского и сеноманского ярусов верхнего мела. Скважины в сс. Кусьинище, Згораны и Ставочек вскрыли отдельные части верхнесилурийских отложений, описанных по скважине в г. Ковеле. В с. Згораны в составе верхнего силура установлены два прослоя туффитов.

Сводный разрез верхнесилурийских отложений вскрытых на правом берегу р. Западного Буга севернее г. Устилуга, представлен на рис. 30.

Описанные по скважине в г. Ковеле слои верхнего силура соответствуют скальскому, малиновецкому и части устьевского горизонтов Подолии, в связи с чем их возраст устанавливается в пределах от верхов нижнего венлока до нижнего лудлова включительно.

В Восточной Волини верхнесилурийские отложения вскрыты рядом скважин по р. Стубле. Их краткое описание приведено в работе Я. Самсоновича (1939 б).

Наиболее полный разрез верхнесилурийских отложений в Восточной Волини вскрыт скважиной в с. Боцяновке Ровенской обл. Он описан Я. Суйковским (1939). Этой скважиной верхний силур вскрыт под сеноманом на глубине 62,5—133 м. Он представлен серыми органогенно-обломочными известняками и глинистыми сланцами. В средней части этого разреза встречено три пропластка туффитов (рис. 31).

По заключению З. Суйковского силур с. Боцяновки соответствует скальскому горизонту Подолии, т. е. нижнему лудлову.

К западу-юго-западу от боцяновского разреза верхнесилурийские отложения полностью вскрыты опорной скважиной в районе г. Олеско на глубине 1176—1820 м.

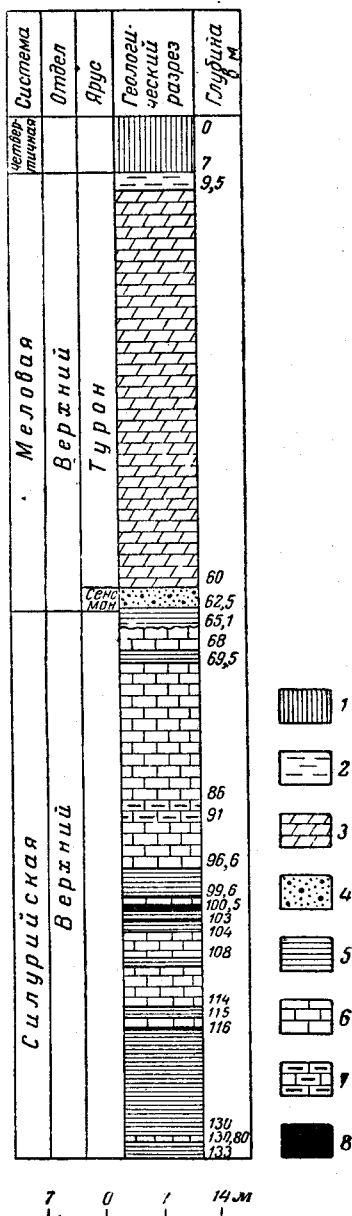


Рис. 31. Геологический разрез по скважине с. Боцяновки (по З. Суйковскому, 1939 г.)

1—лесс; 2—лессовидные глины; 3—мел и другие породы туронского яруса; 4—пески сеноманского яруса; 5—сланцы, 6—известняки, 7—известняки глинистые; 8—туффиты.

Ниже приводится краткое описание этого разреза (снизу вверх):

1. Известняки темно-серые, глинистые, кристаллические, местами доломитизированные, со *Spirifer* sp. (ex gr. *elevatus* Dalm.), *Sp. (Eospirifer) radiatus* Sow., *Wilsonella wilsoni* Sow., *Atrypa reticularis* L., *Chonetes zbruczensis* Kozl., *Dolerorthia* cf. *rustica* Sow., *Conchidium* cf. *pseudoknighti* Sow., и *Stropheodonta* sp. 1820—1740
 2. Известняки глинистые, темно-серые, плотные, мелкокристаллические, с прослоями серых сланцев и пластами глин. Из этого горизонта Л. Н. Нечкој определены: *Beyrichia* ex gr. *davata* Kozl., и *Rythocypris* cf. *numeralis* Куппер. 1740—1630
 3. Сланцы глинистые, темно-серые, содержат прослойки темно-серых кристаллических известняков. Отсюда определены: *Calymene* sp., *Encrinurus* sp., *Dayia navicula* Dalm., *Spirifer bragensis* (?) Wenjuk, *Lingula* sp. и *Ostracoda* 1630—1580
 4. Чередование темно-серых, реже серых кристаллических известняков с темно-серыми до черных глинистыми сланцами. Здесь встречаются: *Clorinda pseudotigulifera* Kozl., *Atrypa reticularis* L., *Spirifer (Deithyris) magnus* (?) Kozl., *Gipidula* cf. *galeata* Sow., *Chonetes* sp., *Stropheodonta* sp., *Crinoidea* и *Tabulata* 1580—1399
 5. Сланцы глинистые темно-серые до черных с редкими прослойками темно-серых кристаллических известняков с *Camarotoechia carena* Вагг., *Chonetes* sp. и *Spirifer (Hovellella) angustiplicatus* Kozl. В сланцах встречаются остатки рыб 1399—1295
 6. Чередование песчано-глинистых темно-серых слюистых сланцев с известняками. В верхах толщи присутствуют пласти тонкозернистых песчаников. Остатки фауны: *Tentaculites* sp., *Lingula rugosa* Kozl., *Edmondia podolica* Siem., *Leptodomus podolicus* Siem. и др. 1295—1176
- Выше залегают красноцветные песчаники нижнего девона (разрез силура по скважине в г. Олеско представлен на рис. 32).

По заключению О. И. Никифоровой, определявшей брахиоподы из верхнесилурийских отложений г. Олеско, в их составе отсутствуют возрастные аналоги низов китайгородского горизонта и верхней половины чортковского горизонта, что указывает на неполноту верхнего силура в данном разрезе и на несогласный контакт верхнего силура как с нижним силуром (ордовиком), так и с нижним девонем.

Наконец, самым западным пунктом на Волини, в котором вскрыты верхнесилурийские отложения, является район г. Равы-Русской. Рассматриваемые отложения здесь вскрыты опорной скважиной непосредственно под верхней юрой на глубине около 1000 м. Слои силура в этом пункте залегают наклонно, под углом до 60—80°.

К югу от приднестровской части Подолии, в пределах Молдавской ССР верхнесилурийские отложения вскрыты многочисленными скважинами, в том числе опорными скважинами в Унгенском, Баймаклийском и Каушанском районах. Литологически, как и по фауне, верхний силур Молдавии не отличается от соответствующих образований Подольского Приднестровья, что позволяет вполне уверенно сопоставлять его с соответствующими горизонтами последнего. Еще южнее, в Одесской обл. верхнесилурийские отложения вскрыты в с. Мирном Беляевского района, в районе ж.-д. станции Раздельная, а также в Саратовском и Ренийском районах.

В с. Мирном верхний силур залегает под отложениями сеномана и подстилается отложениями ушницкой свиты. Он представлен 17-метровой толщей известняков китайгородского горизонта, т. е. низами ландовского яруса.

Возраст слоев, слагающих верхи силура, вскрытого скважинами под мезозойскими образованиями на территории Молдавии и в западной части Одесской обл., разный. В более северных районах — это более древние слои, южнее — более молодые. Так, в Унгенском районе верхние слои верхнего силура относятся к скальскому горизонту, в Каушанском районе — к борщовскому, а в Баймаклийском и Ренийском районах — к чортковскому.

Система	Отдел	Геологический разрез	Мощность в м.	Краткое описание пород	Органические остатки
Девонская	Нижний				Остатки рыб
				Известняки темно-серые кристаллические Песчаники тонкозернистые	<i>Tentaculites</i> sp., <i>Lingula rugosa</i> Kozl., <i>Edmondia podolica</i> Siem., <i>Leptodermus podolicus</i> Siem., остатки рыб
				Сланцы глинистые темно-серые до черных Известняки темно-серые кристаллические	<i>Camarotoechia carena</i> Barr, <i>Chonetes</i> sp., <i>Spirifer</i> (<i>Nowellella</i>) <i>angustiplicatus</i> Kozl. В сланцах встречаются остатки рыб
			644	Известняки темно-серые кристаллические Сланцы глинистые темно-серые до черных	<i>Clorinda pseudolingulifera</i> Kozl., <i>Atrypa reticularis</i> Z., <i>Spirifer</i> (<i>Deltahyris</i>) <i>magnus</i> (?) Kozl., <i>Gypidula</i> cf. <i>galeata</i> Sow., <i>Chonetes</i> sp., <i>Strophodontia</i> sp., <i>Crinoidea</i> , <i>Tabulata</i> и др.
				Сланцы глинистые темно-серые с прослоями темно-серого кристаллического известняка	<i>Calymene</i> sp., <i>Encrinurus</i> sp., <i>Dalmanella</i> sp., <i>Spirifer</i> (<i>brögensis</i> ?) Wenjuk, <i>Lingula</i> sp., <i>Ostracoda</i> и др.
				Известняки глинистые, темно-серые, плотные, мелкокристаллические с прослоями серых сланцев и глин	<i>Begrichia</i> ex gr. <i>olavata</i> Kolm., <i>Rythocypris</i> cf. <i>numeralis</i> Kummer
				Известняки темно-серые, глинистые, кристаллические, местами доломитизированные	<i>Spirifer</i> sp. (ex gr. <i>elevatus</i> Dalm.), sp. (ex <i>Spirifer</i>) <i>radiatus</i> Sow., <i>Wilsonella wilsoni</i> Sow., <i>Atrypa reticularis</i> Z., <i>Chonetes zbruczei</i> Kozl., <i>Dolerorthis</i> cf. <i>rustica</i> Sow., <i>Strophodontia</i> sp. и др.
Камбрийская	Верхний-средний			Песчаники светло-серые до белых, мелкозернистые	

40 0 40 80 120 160 м

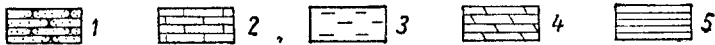


Рис. 32. Геологический разрез силурийских отложений по опорной скважине района г. Олеско (по А. В. Хижнякову, 1950 г.)

1—песчаник; 2—известняк; 3—глина; 4—доломит; 5—сланцы

Все вышеизложенное о распространении верхнесилурийских отложений позволяет считать, что в верхнесилурийскую эпоху море покрывало всю юго-западную окраину Русской платформы, включая Вольту, Подолию, Молдавию и всю западную часть Одесской обл. Преобладание в составе верхнесилурийских отложений на всей рассмотренной территории известняков с богатой фауной, переслаивающихся с глинистыми породами, указывает, что это море было мелководным и типично эпиконтинентальным.

Палеогеографическая характеристика подольской части верхнесилурийского моря приведена в работе О. И. Никифоровой (1954). Согласно О. И. Никифоровой, подольское верхнесилурийское море в первой половине этой эпохи входило в состав Северо-Европейской зоогеографической провинции. При этом временами (малиновецкое время) оно приобретало непосредственную связь с бассейном Южного Урала и Казахстана, оставаясь изолированным от географически близко расположенного бассейна области Богемии.

Во второй половине верхнесилурийской эпохи подольское море потеряло связь с северо-европейским и приобрело непосредственную связь с бассейном области Богемии при наличии связи с бассейном Урало-Тяньшанской геосинклинали, что определило его положение в составе Средиземноморской зоогеографической провинции.

В позднесилурийское время подольское море превратилось в изолированный мелководный, видимо опресненный, постепенно мелевший бассейн, что закончилось к началу девона выходом Подолии из-под уровня моря.

ДЕВОН

Введение

Девонские отложения известны как в восточных, так и в западных областях СССР.

В западных областях Украины в дореволюционный период девонские отложения были известны только в приднестровской части Подолии и на Вольту — в районе Пелчинских дислокаций (район с. Пелча Ровенской обл.).

Наиболее полные данные по девону западных областей СССР были получены в годы после Великой Отечественной войны, когда глубоким бурением эти отложения были вскрыты на значительных площадях Львовской, Ровенской и Вольтинской обл., причем в отдельных пунктах (г. Олеско и с. Новый Милятин Львовской обл.) они вскрыты в непрерывном разрезе и представлены всеми тремя отделами.

Отложения нижнего девона установлены на обширной территории от Приднестровья на юге, до широты г. Владимира-Вольтинского на севере. На всей указанной площади фациальный характер нижнедевонских отложений остается неизменным — лагунно-континентальным, при уменьшении общей мощности в направлении с юга на север.

Отложения среднего девона, ранее известные только по выходам в Подолию по р. Золотой Липе, в районе пелчинских дислокаций и частично по редким скважинам в восточной части Вольты, в послевоенные годы полностью вскрыты во многих пунктах Львовской, Ровенской и частично Вольтинской обл. На этой обширной площади изучены состав слагающих средний девон толщ и их фациальный характер, установлены пределы распространения и общие черты палеогеографии.

Верхний девон, о котором в довоенные годы имелись лишь отрывочные сведения, в последние годы также вскрыт многочисленными скважи-

нами. Особенно полные его разрезы получены в Олесском и Ново-Милятинском районах. Изучение фауны верхнего девона по материалам скважин района г. Олеско позволило установить в нем наличие целого ряда стратиграфических горизонтов, известных для верхнего девона Центрального девонского поля Русской платформы, и сделать выводы о характере морского бассейна, занимавшего территорию Волини в верхнедевонскую эпоху (Айзенберг, 19486).

В восточной части Украинской ССР девонские отложения, кроме давно известных выходов на юго-западе Донецкого бассейна, в советский период установлены в Днепроовско-Донецкой впадине, где они обнаружены в кепроках солянокупольных структур, а также в нормальном залегании под мощным покровом более молодых осадочных образований.

На юго-западной окраине Донецкого бассейна отложения среднего девона были установлены только в послевоенные годы (Богданов и др., 1947). Существует предположение, что и в Днепроовско-Донецкой впадине самыми древними отложениями девона являются отложения его среднего отдела, однако нет фактических данных, подтверждающих это предположение. К среднему девону Е. О. Новик и другие исследователи относят мощные толщи соли, вскрытые здесь глубоким бурением. Однако эта точка зрения оспаривается А. М. Куцыбой, который считает, что основная масса соли в центральной и восточной частях Днепроовско-Донецкой впадины относится к верхнему девону — к фаменскому и франскому ярусам. Такое предположение весьма вероятно, поскольку в последние годы верхнедевонский возраст соли доказан палеонтологически для северо-западной (белорусской) части впадины (Фурсенко, 1953; Стефаненко и Мохнач, 1953).

В зоне брекчий на солянокупольных структурах Днепроовско-Донецкой впадины обнаружены карбонатные породы с фауной верхнефранского возраста (Куцыба, 1937; Куцыба и Шульга, 1938), что указывает на распространение здесь морских верхнедевонских отложений. Кроме карбонатных пород, на соляных структурах обычно присутствуют пачки терригенных пород, часть которых А. М. Куцыба относит к надсолевым отложениям фаменского яруса. Последние в нормальном залегании установлены над толщей соли в белорусской части впадины — в Припятском прогибе (Фурсенко, 1953; Стефаненко и Махнач, 1953).

Наконец, в самое последнее время верхнедевонские отложения вскрыты в области Черниговского максимума (осевая часть Днепроовско-Донецкой впадины) в ненарушенном залегании — в виде мощной (1160 м) толщи переслаивающихся нормально-осадочных и эффузивных образований (Усенко и Бернадская, 1954; Лапчик; Куцыба, 1954). К верхнему девону А. М. Куцыба и А. М. Ищенко относят также осадочную терригенную толщу, вскрытую в нормальном залегании в области южного борта Днепроовско-Донецкой впадины на Михайловском поднятии и в районе с. Колайдинцы.

Таким образом, наличие в Днепроовско-Донецкой впадине верхнедевонских отложений как в карбонатной, так и терригенной фациях является палеонтологически доказанным. Несомненным является и то, что в верхнедевонскую эпоху Днепроовско-Донецкая впадина была ареной интенсивных вулканических извержений.

Из вышеизложенного следует, что девонские отложения западных и восточных областей УССР отличны как по полноте стратиграфического состава, так и по характеру слагающих их пород. Описание их по отдельным регионам приводится ниже.

Девон Днепровско-Донецкой впадины

Отложения девона распространены в наиболее глубокой части разреза Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна, в области развития палеозойских структур. Они установлены в районах следующих пунктов: Адамовки, Христище, Исачек, Ромен, Синевки, Дмитриевки, Чернигова, Яцин, Логовиков, Чернух, Колайдинцев, Ромодана, Лейково, Радченково, Сагайдака, Полтавы, Медведовки, Зачепиловки, Беляевки и Алексеевки, а также в южной части Белоруссии, в районе Копаткевичей, Наровли, Ельска, Слободки, Казанска, Давыдовки, Домановичей, Корени и Старобина. В первых четырех пунктах эти породы обнажаются в виде брекчиевидной толщи, окаймляющей ядра соляных куполов, а в остальных — вскрыты скважинами под мощным покровом либо четвертичных и третичных, либо меловых, пермских или карбоновых образований.

Во всех случаях девон залегает под осадками визейского или турнейского ярусов карбона. Мощность покрывающих девон пород на крыльях и межкупольных пространствах достигает 1500—2600 м.

Девонские образования Днепровско-Донецкой впадины в последние годы изучались А. М. Куцыбой (1937, 1938, 1953); А. М. Куцыбой и П. Л. Шульгой (1938); Е. О. Новик (1952 а); А. М. Ищенко; М. П. Кожич-Зеленко; Ц. Н. Питковской (1938, 1945); З. А. Мишуниной (1953); Ф. Е. Лапчик; И. С. Усенко (1954); И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской (1954) и др. Изучение девона в белорусской части Днепровско-Донецкой впадины и в сопредельных районах проводили Г. В. Богомоллов (1946); А. В. Фурсенко (1953); А. Я. Стефаненко и А. С. Махнач (1952, 1953); Н. П. Фурсова; Е. Н. Гиммельштейн (1946); З. А. Горелик (1945, 1946); З. П. Воробьева; В. Н. Тихий; И. П. Смилга; Е. О. Новик (1952 а, 1954 а), А. М. Куцыба (1938) и многие другие. Первые указания о присутствии осадков девона на северо-западных окраинах Донбасса встречаются в работах Д. П. Назаренко (1939, 1940) и Ц. Н. Питковской (1940). До этих исследований отложения девона в Днепровско-Донецкой впадине не были известны. Возраст древних галогенно-терригенных и вулканогенных образований, принимающих участие в строении соляных структур этого региона, долгое время оставался неясным; эти породы считались немymi и условно относились к отложениям различного возраста — от низов верхнего карбона (Соболев, 1949) до перми включительно (Шатский, 1931; Соболев; Маков, 1936; Лобанов и Юнгерман, 1937; Лунгерсгаузен, 1941 а, б).

Возраст вулканогенных образований Днепровско-Донецкой впадины определялся большинством исследователей как послепалеозойский — от рэта до олигоцена включительно (Феофилактов, 1876 б, 1879; Морозевич, 1903 а; Шатский, 1931; Лучицкий, 1917; Лунгерсгаузен, 1941 а, б; и др.). Некоторые геологи, как например, П. Я. Армашевский (1903 а), В. Г. Бондарчук (1946 а), И. Т. Шамека (1939, 1949), А. М. Куцыба, И. С. Шаралов, А. А. Богданов, Д. В. Обручев и др. (1947), доказывали, что появление указанных выше вулканогенных пород связано с герцинским циклом орогенических движений, в частности с верхним девонном, что и подтверждается последними данными.

В большинстве изученных структур Днепровско-Донецкой впадины диабазы и базальты являются одной из составных частей зоны палеозойских (девонских) тектонических брекчий, сопровождающих соляные купола и штоки. О генезисе этих брекчий имеется несколько точек зрения. Н. С. Шатский (1931) считает, что диабазы Исачек в виде глыб и брекчий пассивно вынесены на поверхность интрузией соли. Время образо-

вания диабазов он считал послепермским, возможно юрским. В. А. Сельский (1940) относит диабазы к интрузивным породам и считает, что интрузии диабазов и соли взаимосвязаны; соль под влиянием тектонических движений и интрузии диабазов выжималась из пластов, в которых она залегала, и двигалась вслед за диабазами, захватывая на своем пути куски встреченных пород, в том числе и диабазов.

Имеющиеся материалы подтверждают точку зрения Н. С. Шатского о механизме появления вулканогенных пород в соляно-купольных структурах.

В 1936—1937 гг. среди этих проблематичных пород в Исачках А. М. Куцубой была обнаружена фауна, определенная А. М. Куцубой и П. Л. Шульгой как верхнедевонская. Преобладающее большинство среди этой фауны составляли плеченогие: *Spirifer (Theodossia) tanaicus* mut. *evlanensis* Nal., *Sp. (Th.) tanaicus* Nal. Вместе с брахиоподами были встречены остатки панцирной рыбы, по-видимому, рода *Asterolepis*. Все это послужило основанием для того, чтобы отнести вмещающие фауну осадки к верхнему девону, и в границах последнего считать их соответствующими евлановским слоям франского яруса (Дз¹). Из коллекции фауны, собранной в Исачках, после предварительного определения ее Б. К. Лихаревым, принадлежность брахиопод к *Spirifer* ex gr. *anosofi* была подтверждена и Д. В. Наливкиным.

Девонская фауна была обнаружена и в других пунктах Днепровско-Донецкой впадины: на горе Золотуха, у Ромен, в окрестностях сс. Белоцервов, Журавки, Вальков и др.

На основании детального изучения палеонтологических остатков и литологического состава брекчиевидных пород, а также условий их залегания и распространения А. М. Куцуба отнес глинисто-аргиллитосланцевые, мергельно-известняковые, галогенные и вулканогенные образования соляных структур Днепровско-Донецкой впадины к верхнему девону (франский ярус) и высказал предположение о наличии месторождений соли, ангидритов и гипсов в девонских отложениях не только на всей территории Днепровско-Донецкой впадины, но и на западно-северо-западной окраине, в центральной части Донбасса. Не исключалась возможность распространения этих образований и в разрезе девона Припятского прогиба.

В 1947—1948 гг. обработка дополнительных материалов позволила отнести подошву соленосных отложений к среднему девону (живетский ярус). Используя геологические, литолого-фациальные и палеогеографические данные, автор доказывал наличие в разрезе девона нескольких (по крайней мере двух) соленосных толщ, нижняя граница одной из которых (нижней) приурочена к нижнефранскому подъярису верхнего девона. Таким образом возраст галогенных образований Днепровско-Донецкой впадины устанавливается в пределах верхов живетского — низов фаменского ярусов девона. Эти же материалы послужили основанием для выделения среди глинисто-карбонатных и аргиллитосланцево-алевролитовых отложений франского яруса Днепровско-Донецкой впадины евланских и воронежских слоев.

Руководящими для евланских слоев оказались мелкие *Spirifer (Theodossia) evlanensis* Nal. и *Mytilarca uncinata* (Eichw.) а для воронежских *Sp. (Th.) tanaicus* Nal., и *Arca elytra* Venjuc. Высказывалась также мысль о возможном наличии в зоне максимального прогибания Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса нижнепалеозойских (кембрий, возможно силур) соленосных и нефтеносных образований (А. М. Куцуба).

По данным Д. П. Назаренко (1939, 1940) и Ц. Н. Питковской (1940), девонская фауна, аналогичная вышеприведенной, была встречена

в тектонической брекчии на Славянском и Петровском куполах северо-западной окраины Донбасса, что указывает на развитие морских верхнедевонских осадков на больших пространствах.

Е. О. Новик (1952 а) в Кореневской структуре выделяет осадки фаменского яруса на основании обнаружения в скважине остатков *Archaeopteris* aff. *archaetypus* Schmalh. (определение Е. О. Новик). По ее мнению, возраст галогенной толщи соответствует среднему девону и нижней части франского яруса в пределах щигровских и семилукских слоев.

В основании всего разреза осадков, слагающих Днепровско-Донецкую впадину и Северо-Западный Донбасс, залегают дислоцированные докембрийские кристаллические породы и продукты их разрушения. Эти породы вскрыты скважинами на крыльях Днепровско-Донецкой впадины. На неровную поверхность пород докембрия трансгрессивно налегает мощный осадочный покров, в центральной части которого древнейшими являются девонские и, быть может, додевонские (силур, кембрий) образования.

В Припятском прогибе осадки девона залегают как на нижнепалеозойских (Старобин, Пинск), так и на докембрийских (Наровля вблизи Ельска) образованиях.

Девонские осадки Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса представлены глинисто-аргиллито-карбонатными, галогенными, мергельно-сланцевыми, доломито-известняковыми, глинисто-алевролито-песчаными и вулканогенными породами. Все они вскрыты скважинами, пробуренными на участках Синевской, Роменской, Дмитриевской, Яцины-Логовиковской, Чернухинской, Пирятинской, Исачковской, Ромодановской, Радченковской, Лейковской, Полтавской, Сагайдакской, Михайловской, Давыдово-Кореневской, Наровлянской, Ельской, Копаткевичской и Старобинской структур. Некоторая их часть (преимущественно верхняя) вскрыта также скважинами в сс. Гасенково, Медведовке, Беляевке, Алексеевке и в Мохначах, около Чернигова, а также на территории северо-западной окраины Донбасса, на Петровском и Славянском поднятиях.

Достоверные девонские осадки (по палеонтологическим данным) обнаружены в Исачках, Ромнах и Чернигове, на Петровском и Славянском поднятиях, в районах сс. Адамовка и Христище, а также в Наровле, Ельске, Копаткевичах и Старобине. Во всех остальных перечисленных выше пунктах девон фаунистически не охарактеризован; возрастные определения его основаны на структурных, фациально-литологических и общегеологических соображениях и, частично, на данных минералогопетрографического, химического и спорово-пыльцевого анализов. В районе Лубен, в Поздняках, около Белоцерковцев, Журавки и Вальков фаунистически охарактеризованные породы девона установлены в перетолженном виде.

Наиболее древними осадками девонской системы на территории Днепровско-Донецкой впадины (из известных в настоящее время) являются сланцево-аргиллито-карбонатные, галогенные и глинисто-мергельно-известняковые образования. Среди них наиболее распространены: сланцы и аргиллиты, каменная соль, гипсы и ангидриты, переслаивающиеся с мощными пачками и прослоями мергелей, известняков, глинисто-мергельных сланцев и глин, реже со слоями песков и песчаников. Выше их залегают алевролитовые и алевролито-песчаные образования. Среди пород верхних горизонтов девона распространены в значительном количестве вулканогенные образования.

Ниже мы переходим к характеристике осадков девона по районам.

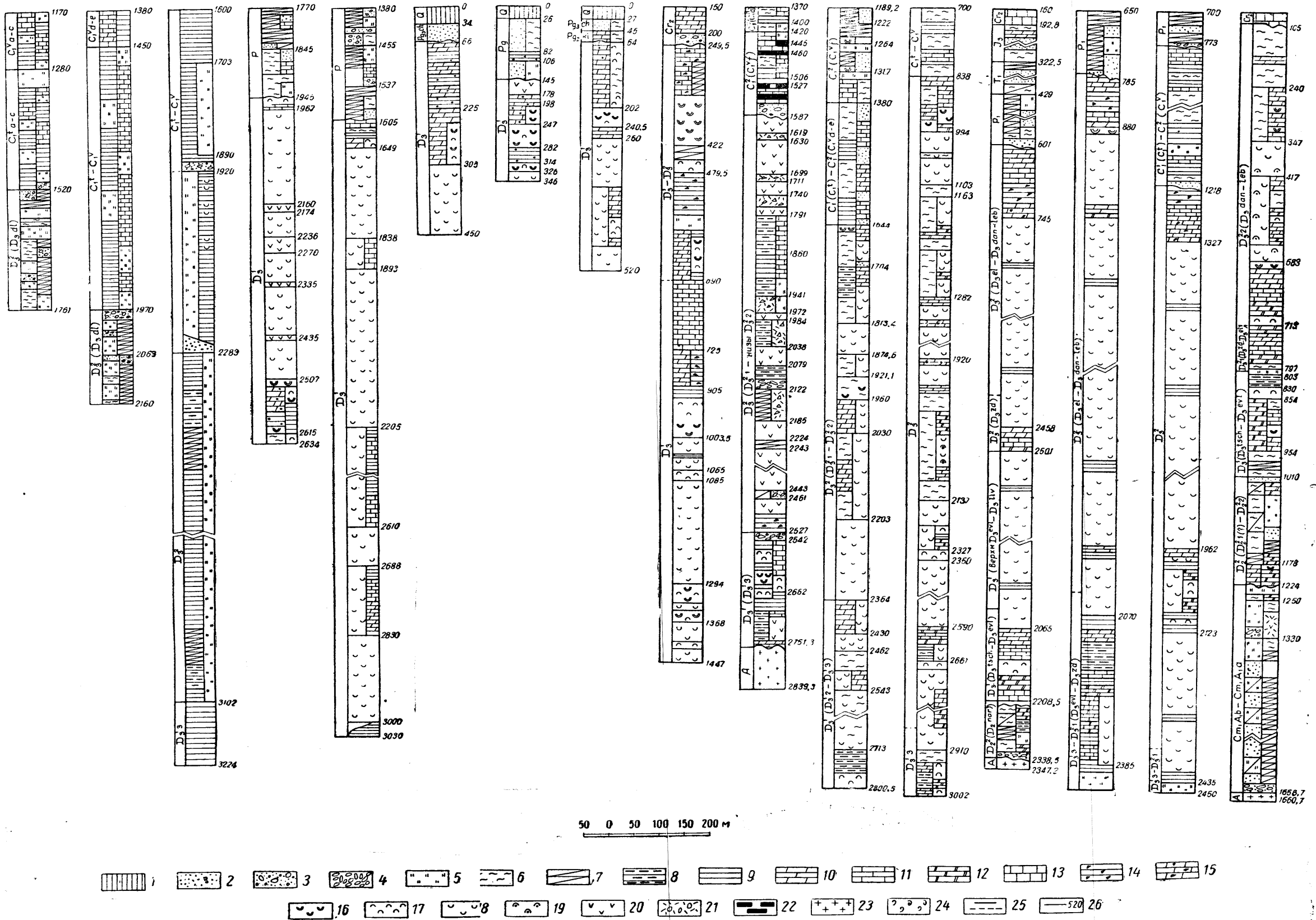


Рис. 33. Геологические разрезы девонских отложений по скважинам Днепровско-Донецкой впадины

1—суглинисто-песчаные породы; 2—пески; 3—пески с гравием и галькой; 4—галечники конгломераты; 5—песчаники; 6—глины; 7—пестроцветные породы (глины, аргиллиты, алевролиты); 8—аргиллиты; 9—сланцы (глинистые и глинисто-мергельно-известняковые); 10—мергели; 11—известняки; 12—доломиты; 13—мел; 14—брекчии глинистые; 15—брекчии мергельные и брекчиевидные мергели; 16—гипсы; 17—ангидриты; 18—соль; 19—солёные породы; 20—диабазовые и базальтовые породы; 21—туфобрекчии; 22—угленосные породы; 23—кристаллические породы; 24—палеонтологические остатки; 25—возрастные границы разделения осадков (установленные и условные); 26—глубины залегания пород в м

Полтавская структура. Девонские породы на территории Полтавской структуры вскрыты скважинами непосредственно под глинисто-песчаной толщей пермских пестроцветов (рис. 33).

По предварительным данным разрез девона Полтавской структуры представляется в следующем виде.

1. D_3^2 — аргиллиты, глины и известняки серые, темно-серые и пестроцветные, местами брекчиевидные, внизу с прослоями глинистого ангидрита и гипсо-ангидрита. Породы преимущественно крепкие, трещиноватые, местами с пачками глинисто-мергельных брекчий. По трещинам прожилки кальцита, пирита, гипса и каменной соли. Аргиллиты и глины карбонатные, засоленные, местами пиритизированные, содержат обрывки обуглившихся растений, а также плохо сохранившиеся споры девонских растений. Глубина залегания 1605—1633 м.

2. D_3^2 — чередующиеся аргиллиты, глины и гипсо-ангидриты, местами перемятые до брекчий. Цвет пород темный с преобладанием черных и темно-серых тонов. Встречаются обуглившиеся древесные остатки. Породы по преимуществу карбонатные и пиритизированные. Угол падения слоев и плоскостей скольжения от 15 до 25°. Глубина залегания 1633—1649 м.

3. D_3^2 — D_3^1 — соль каменная мелко- и крупнокристаллическая светло-серого и красновато-бурого цвета, местами переслаивающаяся с карбонатными глинами и доломитизированными известняками. Глубина залегания 1649—2205 м.

4. D_3^1 — переслаивающиеся глины, мергели, известняки, гипсо-ангидриты и соляные породы. Соль каменная, крупно- и мелкокристаллическая, прозрачная, серого, оранжевого и синеватого цвета. Встречаются пестроцветные разности пород. В прослоях глин и мергелей остатки обуглившихся растений и плохо сохранившиеся споры девонского возраста. Породы битуминозные. Глубина залегания 2205—2830 м.

5. D_3^1 — соль каменная с обломками глинисто-мергелистых пород и диабазов. Глубина залегания 2830—3000 м.

6. D_3^1 (?) — сланцы, аргиллиты и глины темного и синевато-серого цвета, битуминозные, с запахом H_2S , с отпечатками растений. Встречаются маломощные прослои угля и углистой пыли. Глубина залегания 3000—3030 м.

Исачковское солянокупольное поднятие. В пределах Исачковской структуры девонские отложения представлены соленосной и надсолевой толщами пород, вскрытыми большинством скважин (рис. 34) на небольшой глубине (от 35 до 311 м от поверхности). На крыльях и периклинальных участках структуры поверхность соли резко погружается под третичные, юрские и нижнекаменноугольные образования, достигая глубины 1130—1267,5 м. Нередко соль содержит обломки и пропластки известняково-мергелистых пород, глинистых сланцев и диабазов. Средняя мощность отдельных прослоев глинисто-сланцевых пород колеблется в пределах от 0,8 до 3,5 м.

Штокообразное соляное ядро Исачковской структуры окружено оторочкой тектонических брекчий, состоящих из обломков, глыб и смятых пачек известняков, мергелей, сланцев, аргиллитов, глин, алевролитов, гипсов, ангидритов, диабазов и туфов. Пояс брекчий является контактной зоной между соляным ядром и коренными породами нормальной осадочной толщи и присутствует лишь в верхней части структуры. Ширина пояса брекчий около 180—300 м; максимальная его мощность в сводовой части структуры около 210 м, минимальная — 16 м. (рис. 35, 36).

В нижней части соленосной толщи на глубине 1820—1984 м встречены битуминозные смолистые, местами горючие сланцы темно-бурого и черного цвета, переслаивающиеся с такого же цвета глинистыми известняками и битуминозными с пиритом глинами. Нижняя половина горизонта сложена глинисто-кремнистыми сланцами темно-буровато-серого цвета с остатками растений и углистой пыли, с тонкими прослоями алевролитов; внизу отмечены отдельные пласты и прослои ангидритов, подстилающиеся слоями галопелитов, содержащих прослои

оранжево-красной каменной соли. Органическая часть пород представлена битумами нефтяного происхождения. Общая мощность охарактеризованных пород 164 м. Подстиляется этот комплекс ангидритами и каменной солью. Некоторые литолого-фациальные аналоги характери-

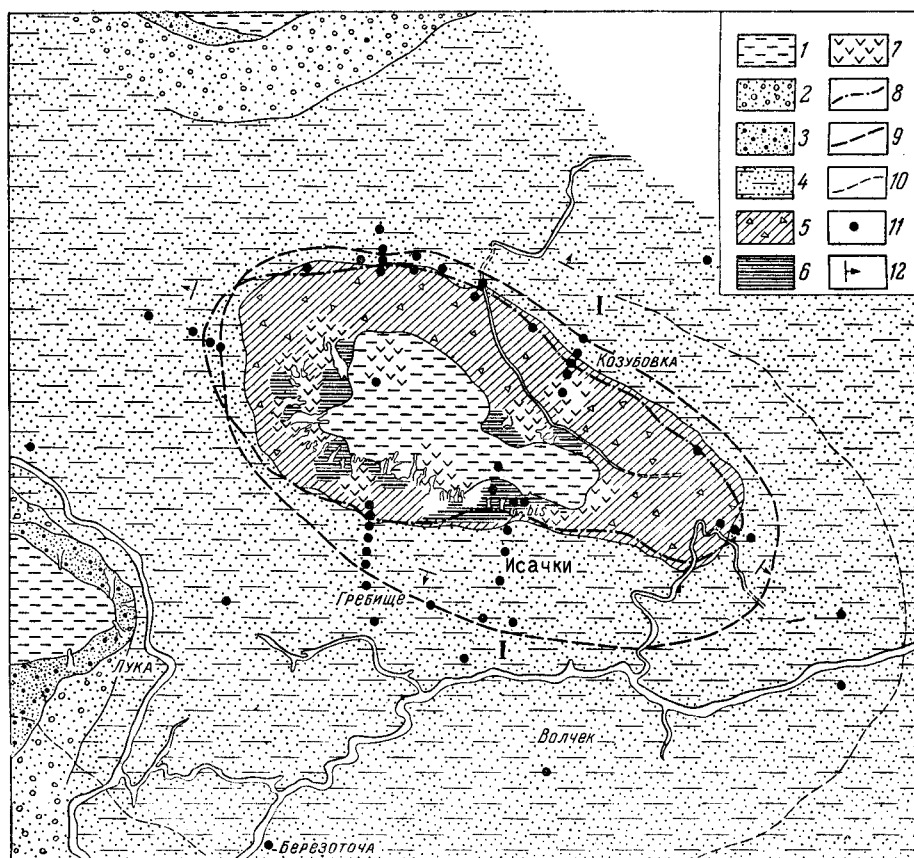


Рис. 34. Геологическая карта дочетвертичных отложений Исачковской структуры

1—ярус темно-красно-бурых и пестрых глин $N_2-Q (?)$; 2—светлые мелко- и разнозернисто-кварцевые пески (Pg); 3—светлые каолинистые пески и глины полтавского яруса (Pg_{pt}); 4—чередующиеся слои глауконитовых песков, песчаников, глин, галечников и конгломератов харьковского яруса (Pg_{ch}); 5—глинисто-мергельно-известняковые брекчии с породами верхнего девона (D_3); 6—известняки, мергели и глины верхнего девона (евлановские и воронежские слои) D_3^1 ; 7—диабазы, базальты, туфы и туфобрекчии ($D_3^1-D_3^2$); 8—граница крутого погружения соли по данным бурения; 9—граница распространения ископаемых конгломератов, галечников, детритусовых известняков и брекчий прибрежных мелководных фаций палеогена; 10—ориентировочная граница песков и глин палеогена с прослоями прибрежных мелководных образований; 11—скважины, пробуренные разными организациями; 12—направление падения пород

зуемых пород известны также и по скважинам Полтавской (глубина 3000—3030 м) и Роменской структур.

Необходимо отметить, что эти породы по своим литологическим свойствам и структурно-текстурным особенностям во многом напоминают породы доманикового комплекса отложений, широко развитые в нижней половине среднефранского подъяруса (D_3^{sem}) в пределах восточной части Русской платформы, а также на западных склонах Урала и в Приуралье.

Характерно, что в ряде скважин, пробуренных в местах погружения юго-западного крыла Исачковского штока, соль содержит прослой мощностью до 3 м битуминозных сланцев, мергелей и ракушечных известняков с фауной верхнедевонского возраста (франский ярус).

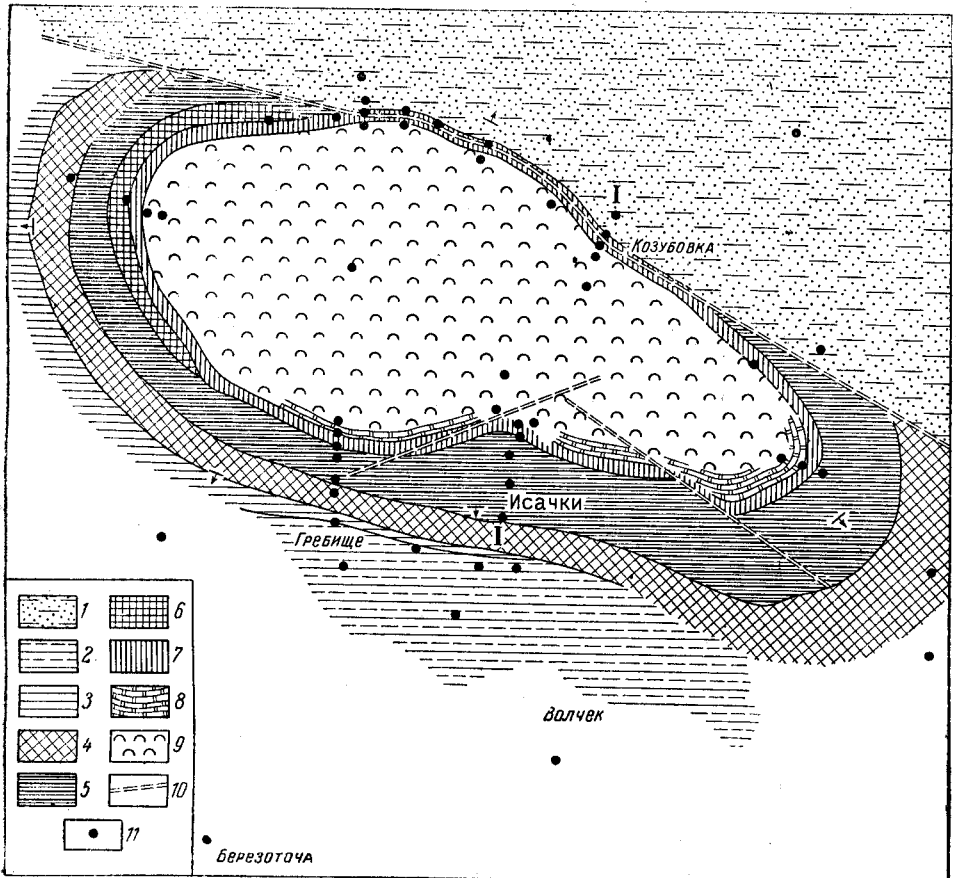


Рис. 35. Структурно-геологическая карта Исачковского района (срез по плоскости—250 м ниже уровня моря)

1—песчано-глинистая толща бучакского и каневского ярусов (P₂+1^{бв}+кп); 2—глины и пески верхней юры (J₃); 3—глины, алевролиты и пестроцветные пески верхней перми (P₃); 4—чередующиеся слои слюдяных сланцев, глины и известняков среднего карбона (C₂); 5—глинистые сланцы, известняки и песчаники с пропластками угля визейского яруса (D₂); 6—мергели, аргиллиты и песчаники фаменского яруса (D₃); 7—глинисто-мергельно-известняковые брекчии с начками аргиллитов, мергелей и известняков евлановских и воронезских слоев франского яруса (D₁); 8—гипсо-ангидритные породы (D₁); 9—каменная соль (D₁); 10—предполагаемые тектонические нарушения; 11—скважины, пробуренные разными организациями

Среди последней определены: *Spirifer (Theodosia) tanaicus* N a l., *Sp. (Th.) evlanensis* N a l., *Sp. ex gr. anosofi* V e r n., *Sp. Sp.*, *Cucullella* sp., *Arca* sp., *Spirorbis* sp. и др., характеризующие евлановские и воронезские слои верхнего девона воронезского разреза.

Выше этих пород залегают диабазы и глинисто-мергельно-диабазовые брекчии. Пласты глинистых известняков и мергельных сланцев с верхнефранской фауной также содержат прослойки каменной соли, а местами соль выполняет каверны и трещины в известняках. Сланцы, мергели и соль пропитаны нефтяными битумами в виде пятен, затеков

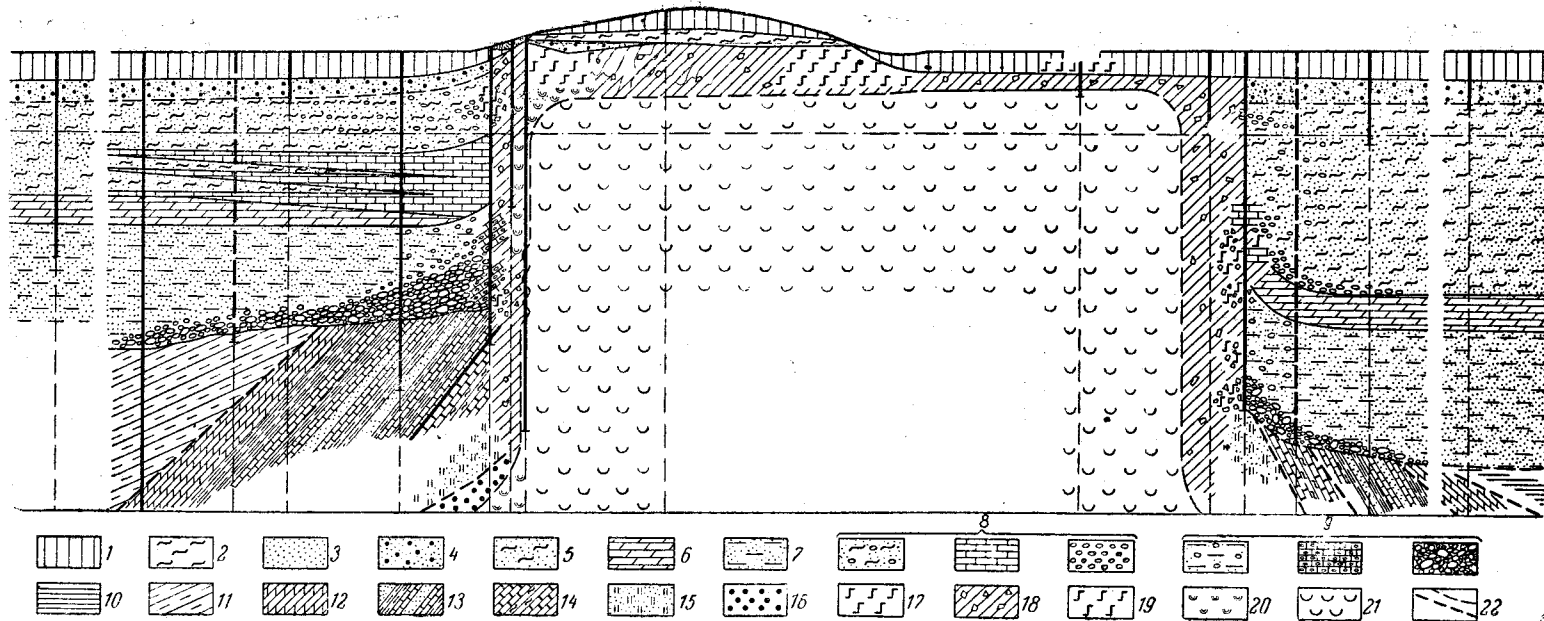


Рис. 36. Геологический профиль Исачковской структуры вдоль разведочной линии I-I

1—четвертичная толща—эоловые, ледниковые, флювиогляциальные, озерные и речные отложения (Q); 2—ярус темно-красно-бурых и пестрых глин (N_3-Q ?); 3—светлые каолинистые пески (Pg_{3pt}); 4—серые мелко- и разнозернисто-кварцевые и глинистые пески (Pg_3); 5—зеленые глауколитово-кварцевые пески, песчаники и глины харьковского яруса (Pg_{ch}); 6—голубые мергели и наглинок киевского яруса (Pg_{ki}); 7—разнозернисто-кварцевые пески и песчаники бучакского и каневского ярусов (Pg_{2+1}^{bu+kn}); 8—детритусовые известняки, пески, диабазовые конгломераты и галечники прибрежной фации олигоцена (харьковское время, P_3); 9—пески, конгломератовидные известняки и диабазовые конгломераты прибрежной фации эоцена и палеоцена (бучакско-каневское время (Pg_{2+1})); 10—предполагаемые мезозойские (юрские) и верхнепалеозойские (P, C, S) осадки; 11—чередующиеся слои темно-серых, кирпично-красных, голубоватых сланцев, глин, песков, песчаников и известняков среднего карбона (C₂); 12—аргиллиты с прослоями кристаллических известняков (намюр-визе, C₁^{nc} C₁^vg); 13—кремнисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с кварцито-видными (кварцево-полевошпатовыми) песчаниками, известняками и глинами визейского яруса (C₁^vf); 14—сланцы с прослоями известняков и глин (визе, C₁^{ve}-?); 15—кварцево-полевошпатовые песчаники с прослоями глинистых сланцев, аргиллитов, песчаных глин и угля (предположительно визе-турне, C₁^{va}+C₁^{vd}-C₁^l); 16—предполагаемый нормальный комплекс Верхнедевонских отложений (D₃¹-D₃²); 17—диабазовая брекчия; 18—глинисто-мергельно-известковая брекчия с породами франского яруса (воронежские и евлановские слои) верхнего девона; 19—диабазы, базальты, туфы и туфобрекчи (D₃³-D₃²); 20—гипсо-ангидритные породы (D₃¹-D₃¹); 21—каменная соль (D₃¹); 22—условная граница разделения осадков

и примазок жидкой нефти, местами слабо газифицирующей. Нефть заполняет поры, каверны и трещины в известняках, гипсах и ангидритах.

В толще соли наблюдаются газонефтепроявления, местами соль имеет резкий нефтяной запах, а в одной скважине были отмечены фонтанные выбросы нефтяных газов.

В отложениях девона в районе с. Исачек наблюдаются две гипсо-ангидритовые толщи. Первая залегает в глинисто-мергельно-аргиллитовых породах соленосной формации, а вторая — в брекчиевидном комплексе глин, мергелей, сланцев и известняков сводовой части структуры, выше соляной залежи.

Нижняя толща представлена в основном ангидритовыми породами, переслаивающимися с мергелями, аргиллитами и глинами, пласты которых чередуются с прослоями буровато-серой и розовато-красной каменной соли мощностью 2—5 м и примерно такой же мощности прослоями галопелитов. Типичным для всех пород является наличие тонкой слоистости.

Эта толща залегает в каменной соли на глубине 210—300 м от поверхности. Средняя мощность ее около 85 м. В самой верхней части толщи, вблизи контакта с каменной солью в юго-западной части структуры, несколькими скважинами встречены пачки брекчиевидных битуминозных глин и сланцеватых мергелей с остатками деформированной фауны, среди которой удалось определить: *Spirifer* ex gr. *anossoft* V e r n., *Sp. (Theodossia) tanaicus* N a l., *Sp. sp.*, *Cucullella* sp., *Arca* sp. и мелкие гастроподы, указывающие на верхнефранский—воронежский возраст вмещающих пород.

Верхняя мергельно-гипсо-ангидритная толща покрывает в с. Исачки южный блок соляного штока, приподнятый в виде разобщенных глыб размером от нескольких десятков до сотен кубических метров. Глубина залегания до 30 м от поверхности. В подошве юго-западной части Исачковского холма мелкими скважинами вскрыты гипсы, залегающие на глубине 14,0—20,7 м и представленные главным образом мелкозернистыми, волокнистыми и тонкослоистыми разновидностями глинистых гипсов и ангидритов, с прослоями и пластами гипсоносных глин, мергелей и сланцев.

Общая мощность верхней мергельно-гипсо-ангидритной толщи пород 85—135 м.

Непосредственно на соль ложится 120-метровая толща засоленных глин брекчиевидного и слоистого строения. В данном разрезе эта толща является промежуточной между соляными и гипсо-ангидритными породами.

Глины серые и темно-серые, местами черные, углистые и пиритизированные. Почти во всей толще встречаются включения битумов в виде примазок и пятен загустевшей нефти. Породы имеют резкий запах сернистых соединений. Интенсивность их окраски зависит от присутствия органических и водных окислов железа.

В одной из исачковских скважин толща серых, светло- и темно-серых карбонатных глин тонко переслаивается песчано-глинистыми известняками, насыщенными жидкой нефтью. Вся толща — битуминозная с резким запахом. В других скважинах эти глины имеют брекчиевидное сложение, редко с включениями обломков глинисто-пиритизированных известняков, мергелей и гипсов.

Тремя скважинами в глинистой толще встречены единичные экземпляры деформированных ракушек *Spirifer (Theodossia) tanaicus* N a l., *Sp. anossoft* V e r n., пеллециподы и гастроподы, указывающие на верхнефранский возраст вмещающих пород.

В толще глин наблюдаются плоскости скольжения, имеющие глянцевою со штрихами поверхность. Угол падения слоев и плоскостей скольжения 25—45°.

Фауна верхнедевонского возраста (D_3^1) встречена также в слоях битуминозных мергелей, залегающих среди гипсо-ангидритных пачек кэпрока выше соляной залежи. Темно-серые слегка песчанистые битуминозные мергели на глубине 55,0—66,68 м содержат тонкие прослои и обломки темных, почти черных известняков с фауной *Spirifer* (*Theodossia*) *evlanensis* Nal., *Sp.*, ex gr *anosofi* Vern., пеллеципод и гастропод верхнефранского (евлановские слои) подъяруса. Ноздреватые известняки с перекристаллизованной девонской фауной распространены также на глубине 48,35—55,0 м, где они залегают в виде обломков среди брекчиевидных мергелей и глинисто-мергельно-известняковых брекчий.

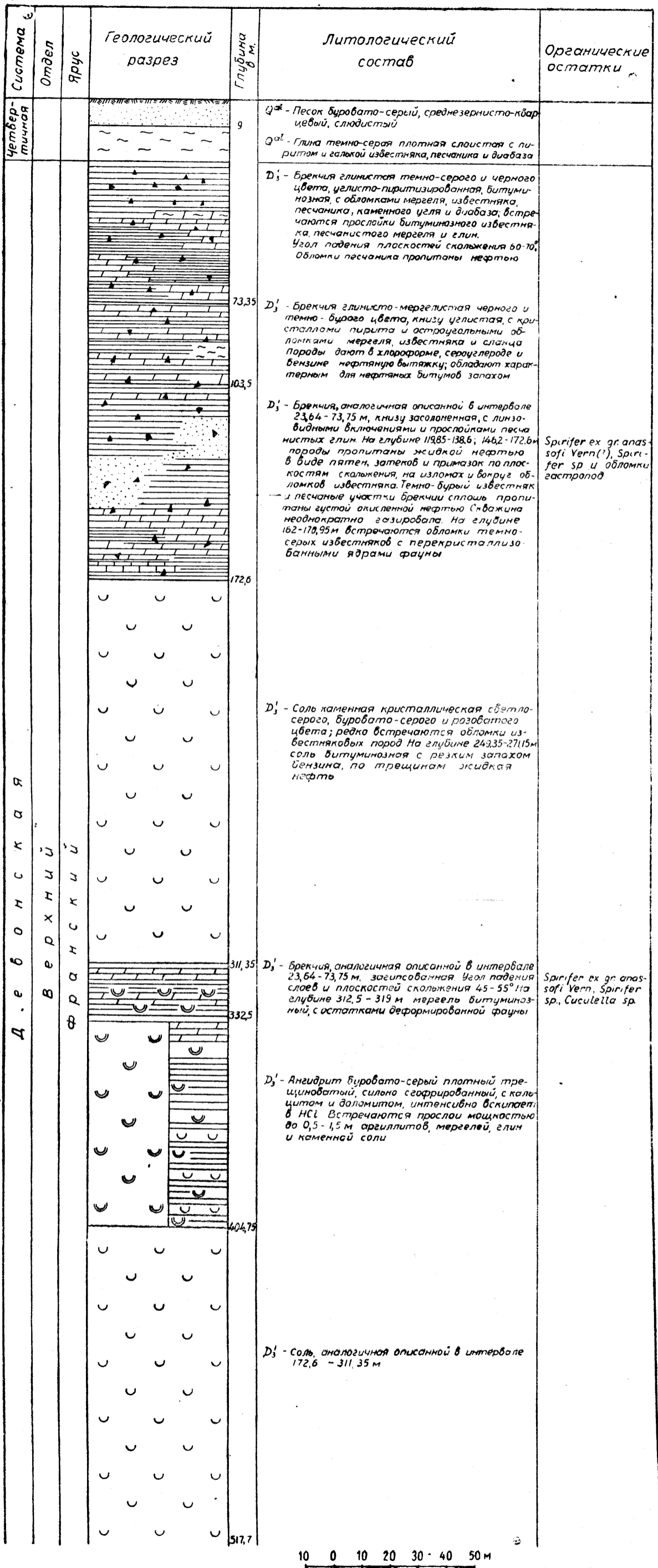
В одной из скважин кристаллические известняки с фауной *Spirifer* ex gr. *anosofi* Vern., *Sp.* (*Theodossia*) *tanaticus* Nal., *Sp.* sp. и *Arca* sp. обнаружены среди глинисто-мергелистых и диабазо-базальтовых брекчий, залегающих на глубине 85,79—103,50 м между верхней и нижней гипсо-ангидритными толщами, переходящими ниже в засоленные карбонатные глины. Как показывают скважины эти глины залегают непосредственно на каменной соли. Породы верхней гипсо-ангидритной толщи выходят на поверхность в диабазовом карьере.

Двумя скважинами Института геологических наук АН УССР вскрыта толща доломитизированных мергелей и карбонатных глин светло-серой, темно-серой и оливково-желтой окраски. В нескольких местах в этой толще на глубине 3,1—22,8 м обнаружены деформированные прослои, глыбы и обломки битуминозных глинистых и кристаллических известняков с фауной *Spirifer* ex gr. *anosofi* Vern., *Sp.* (*Theodossia*) *tanaticus* Nal., *Sp.* sp., *Arca* cf. *elytra* Venjuk., *Mytilarca uncinata* (Eichw.), *Cucullella* sp., *Spirorbis* sp. и др. Выше этих пород залегают темно-серые и зеленовато-серые с охристыми участками мелкозернистые диабазы и известняково-мергельно-диабазовые брекчии. Разрез осадков девона по некоторым скважинам приведен на рис. 37 и 38.

Пачки известняков с фауной верхнедевонского возраста (евлановские и воронежские слои франского яруса) прослеживаются почти во всех обнажениях юго-западной окраины Исачковского холма, между «Селянским» карьером и старой выемкой диабазов возле с. Исачек.

В обнажениях «Малярихи» встречены остатки панцирной рыбы и перекристаллизованные ядра брахиопод; в обнажениях, расположенных против с. Гребище, также известны выходы мелкокристаллических известняков со *Spirifer* (*Theodossia*) *evlanensis* Nal. и *Asterolepis* sp. Возле оврагов восточной части холма, в районе хут. Козубовки, изредка встречаются обломки известняков со *Spirifer* sp., по всей вероятности, вынесенных водами, стекающими из оврагов Исачковского холма.

Наиболее высокая часть разреза осадков верхнего девона из известных в Исачковском районе, вскрыта скважиной на восточном (наиболее приподнятом) блоке юго-западного крыла соляного штока. Здесь на глубине 1136—1210 м пройдена пестроцветная толща, состоящая из нескольких пачек глинистых сланцев, аргиллитов и мергелей, переслаивающихся с кварцево-полевошпатовыми песчаниками, гипсами, ангидритами и, реже, известняками и мергельно-известняковыми брекчиями. Подобные породы встречены и в ряде скважин северо-восточного крыла Исачковской структуры. Цвет их голубовато-серый, вишнево-красный и бурый с разводами серых и зеленоватых тонов.



10 0 10 20 30 40 50 м

Рис. 37. Геологический разрез скважины в Исачковском районе

Исачковские пестроцветы залегают под палеонтологически охарактеризованными породами визейского или турнейского ярусов, выше глинисто-гипсово-ангидритной и соляной толщ франского яруса верхнего девона (D_3^{12} — D_3^{13}). Возраст их соответствует, как видно, фаменскому ярусу и частично верхам верхнефранского — нижнефаменского подъярусов. Аналогичный комплекс пестроцветных отложений встречен в северо-восточной и западной частях Днепровско-Донецкой впадины, на территории Роменского (гора Золотуха), Черниговского (с. Мохначи), Михайловского и Зачепиловского поднятий.

Девонские осадки в кэпроке Исачковской структуры содержат диабазы, диабаз-порфириды, базальты, туфы, туфо-брекчии и другие продукты извержений (рис. 34—36). Эти породы залегают, как правило, выше палеонтологически охарактеризованных осадков франского яруса, а местами — в кровле последних. Покрывающими девон породами являются: в сводовой части структур — глины и суглинки квартера, а на крыльях — аргиллито-сланцево-песчанниковые слои нижнего карбона (визе—турне).

В одной из Исачковских скважин отмечены диабазы и базальты, залегающие под первой соленосной толщей (мощность соли над вулканитами 1528 м) на глубине 2991 м.

Диабазы мелкозернистые, трещиноватые светло- и буровато-серой с зеленоватым оттенком окраски; трещины и пустоты выполнены кальцитом, пиритом, частью глинисто-карбонатно-железистым материалом с присутствием серы; часто встречаются прожилки каменной соли; в верхней части диабазы выветренные и брекчиевидные. С увеличением глубины полнокристаллические мелкозернистые диабазы местами переходят в темные сливные базальтовые породы со стекловатой структурой. Общая мощность диабазо-базальтовых пород 5,32 м. В этой скважине верхняя часть верхнего девона отсутствует и каменная соль залегают непосредственно под осадками нижнего карбона (визе — верхняя часть турне).

В аналогичных условиях диабазы обнаружены и на территории Полтавской, Роменской и Дмитриевской структур, где они залегают в соли на глубине от 1820 до 2000 м. Мощность их здесь 10—28 м.

Вулканогенные породы в с. Исачки наблюдаются и в искусственных выемках, из которых они издавна добываются населением как строительный материал, а также в оврагах южного, западного и, отчасти, северо-восточного склонов холма.

По характеру интенсивности аномальных участков магнитометрической карты В. И. Максимова выделяются отдельные диабазовые тела размером 50—200 м², залегающие по своду структуры спорадически на разных глубинах. Характер сгущения изогамм показывает, что, кроме крутого наклона на север, северо-запад и юг, диабазовые тела имеют также и горизонтальное залегание. Все это подтверждается данными геологических исследований и бурения. Следует отметить, что диабазы Исачковской структуры, вскрытые скважинами в надсолевом девоне, ничем не отличаются от диабазов, выходящих на поверхность в обнажениях и карьерных выработках.

Контакт между вулканогенными и осадочными породами в зоне смятия резкий. Диабазы почти везде сопровождаются прослоями известково-кальцитизированных пород розовато-белого цвета, образовавшихся при выветривании и метаморфизации контактирующих пород. На глыбах вулканогенных пород широко развиты плоскости скольжения. Это — глянцево-поверхности, изрезанные параллельными бороздами и штрихами.

Все вулканогенные породы района с. Исачек зацеты процессами выветривания, трещиноватые, карбонатизированные. Трещины, разбивающие их на неправильные квадратные и шаровидные отдельности, а также пустоты выполнены кальцитом, пиритом и карбонатно-глинисто-железистым веществом; редко встречаются налеты и гнездообразные выделения серы.

Среди вулканитов довольно часто встречается порода, состоящая из угловатых и полуокатанных обломков диабазов и диабаз-порфиритов, сцементированных железисто-карбонатным веществом в плотную брекчию. По литологическому составу и структуре эта порода близка к пирокластитам и, по-видимому, представляет собой одну из разновидностей туфобрекчий.

На крыльях Исачковской структуры диабазы являются основной составной частью палеогеновых песчано-глинистых и известняково-детритусовых пород, конгломератов и галечников осадочно морского происхождения, трансгрессивно залегающих на породах палеозоя (D_3 , C_1 , C_2).

В приконтурной части северного крыла Роменского соляного штока, около гипсового карьера, обнаружены диабазовые конгломераты и брекчии, сцементированные меловыми известняками и мергелями. На юго-западном крыле в юрских отложениях отмечается наличие переотложенной гальки диабазов.

На основании изложенных выше фактических данных можно сделать следующие выводы.

1. Девонские отложения в с. Исачки представлены франским и фаменским ярусами. Они доступны для наблюдения лишь на участках, приуроченных к приподнятой части брахиантиклинального поднятия, и сильно нарушенных сбросовыми явлениями, а впоследствии осложненных прорывом соли в виде штока.

2. Характерной особенностью девона в этом районе является широкое развитие галогенных образований, представленных в основном каменной солью, частью гипсами и ангидритами, с подчиненными пачками аргиллитов, алевролитов, мергелей, известняков и глин. Вертикальные размеры соляной залежи не установлены. Самые глубокие скважины (до 2996—3025 м) из соли не вышли. Общая мощность вскрытых скважинами соляных пород 2989,25 м.

3. Соляные породы приурочены главным образом к разрезу франского яруса, в пределах верхов щигровских — воронежских слоев и частично к фаменскому ярусу. Наличие в нижней части соляных пород мощных пачек битуминозных горючих сланцев, известняков и глин указывает на возможное распространение здесь аналогов доманиковой свиты (D_{sem}) восточных областей Русской платформы. Эти образования, как видно, разделяют галогенную формацию на две толщи: нижнюю галитовую и верхнюю галитово-ангидритовую. В настоящее время нет еще оснований отрицать присутствие здесь и более древней соленосной толщи, подошва которой может опускаться в верхнюю часть живетского яруса.

Время формирования самой верхней мергельно-гипсо-ангидрито-соляной толщи, залегающей выше палеонтологически охарактеризованных пород евлановских слоев, захватывает, как видно, и начало фаменского века. Не исключена возможность обнаружения в разрезе нижней части фаменского яруса (елецкие и задонские слои) и в верхах верхнефранского подъяруса (ливенские слои) мощных соляных залежей. На сводах известных в настоящее время соляных структур последние, по-видимому, размыты в более позднее время.

4. Среди отложений франского яруса с. Исачки выделяются семи-лукские, ворожежские и евлановские слои. По характеру фауны и литологическим особенностям глинисто-сланцевой и карбонатной фаций они могут быть сопоставлены с одновозрастными отложениями центральных и, частично, восточных областей Русской платформы, несмотря на большое развитие галогенных образований и меньшую доломитизацию.

5. Диабазо-базальтовые породы находятся во вторичном залегании в составе тектонической брекчии и представлены глыбами больших размеров как в сводовой части структуры, так и на ее крыльях, а также в виде глыб и мелких обломков встречаются в самом соляном ядре, будучи, вероятно, приподняты соляным штоком, который выжимался в верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские слои.

Присутствие коренных залежей вулканитов среди осадков нормального разреза всех возрастных комплексов не установлено, хотя последние вскрыты на крыльях структур и на межкупольных пространствах до турнейско-нижневизейских отложений включительно. Коренные их залежи, очевидно, приурочены к более глубоким слоям палеозоя. Образование вулканитов было обусловлено излияниями основных магм по региональным разломам и трещинам, берущим свое начало в глубинных зонах докембрийского кристаллического фундамента в конце франского и главным образом в фаменском веке. Факт распространения среди диабазов толщи стекловатых базальтовых разновидностей пород — туфов и туфо-брекчий, свидетельствует о ее принадлежности к эффузивной фации. Такое сочетание в залегании диабазов, диабаз-порфиритов, базальтов и пироксенитов могло образоваться лишь при условии, многократных покровных излияний магматических масс.

Миргород-Решетилковский район. В этом районе девонские образования встречены глубокими скважинами на территории Радченковской и Сагайдакской структур. Они залегают под сланцево-известняковой толщей верхневизейского подъяруса (Сагайдак) и сланцево-известняково-песчаниковой толщей верхней части турнейского (C_{1tc-d}) яруса нижнего карбона (Радченково), в с. Лейково девон встречен под четвертичными и палеогеновыми породами (рис. 33). В районе Радченковской и Сагайдакской структур к верхнему девону ($D_3^{12}-D_3^{11}$) А. М. Куцыба относит брекчиевидные темно-серые, почти черные, местами карбонатные и пиритизированные сланцы, аргиллиты и глины, с прослоями известняков и песчаников, содержащие в нижней части толщи пласты глинистых ангидритов и гипсо-ангидритов и подстилающиеся каменной солью. Вся толща переслаивается с пачками глинисто-аргиллито-сланцево-известняковой и гипсо-ангидритной брекчией. В аргиллитах и глинах часто встречаются плоскости скольжения. Угол падения слоев по керну $15-35^\circ$. Глубина залегания пород по скважине в с. Радченково 2497—2587 м, а по скважине в с. Сагайдаке 2668 м.

Ниже глинисто-гипсо-ангидритной толщи в Радченково на глубине 2587—2673 м залегает каменная соль светло-серого и оранжево-бурого цвета, изредка с обломками и маломощными пропластками серых и темно-серых карбонатных, часто битуминозных глин и аргиллитов. Скважинами вскрыто 84—120 м соленосной толщи.

Все породы надсолевой толщи в с. Радченково битуминозные. В результате экстрагирования образцов глин, аргиллитов и сланцев в органических растворителях были получены собственно нефтяные битумы, содержащие различные воскообразные и прочие битумы. Битумы в известняках встречаются в виде пятен, затеков и разводов полужидкой консистенции; по трещинам и кавернам встречается жидкая нефть. Породы обладают резким нефтяным запахом. Разведка глубинных зон

этой структуры с целью изучения нефтегазоносности девона является ближайшей задачей поисковых работ.

В пределах Лейковского соляного штока, расположенного на восточной переклинали Радченковской брахиантиклинальной структуры, девон залегает под четвертичными породами на глубинах 14,64—55 м. Соляная толща представлена здесь галитами, ангидритами, гипсами, мергелями и глинами.

В верхней части соляных пород в Лейковской скважине встречена глыба диабазовой породы, аналогичной мелкозернистым диабазам Полтавской структуры. Глубина залегания кровли соли в этой скважине 212 м. Забой скважины находится в соли на глубине 268 м.

Выше соли (глубина 170,5—212 м) залегают гипсо-ангидриты волокнистого и мелкозернистого строения. Породы брекчиевидные, переслаивающиеся с гипсоносными мергелями и глинами, книзу засоленные. Разделяются гипсо-ангидритные и соляные породы пачкой в 18,85 м глинисто-мергельно-известняково-доломитовой брекчии, насыщенной битумами нефтяного происхождения.

Надсолевой девон в с. Лейково (глубина 14,65—170,5 м) представлен сбрекчированной толщей аргиллито-мергельно-глинистых, известняковых и алевролитовых пород, переслаивающихся в верхней части с маломощными пластами битуминозных аргиллитов, мергелей и известняков, а также с пачками диабазов и диабазо-базальтовых брекчий. Нижняя часть толщи перемежается с пачками глинистых углисто-пиритизированных брекчий темно-серого и черного цвета, с обилием мелких обломков карбонатных сланцев, мергелей, известняков и диабазо-базальтовых пород.

На глубине 54,5—111,05 м данной скважиной вскрыт диабаз темно-серого и зеленовато-серого цвета, содержащий по трещинам карбонат кальция, пирит и железисто-глинистое вещество.

В районе Гасенковской структуры¹ пока встречены осадки только надсолевого девона². Это брекчиевидные мергельно-известняковые и глинисто-углисто-пиритизированные породы серого, голубовато-серого и черного цвета. Среди них в виде обломков и небольших глыб залегают диабазы и известняково-диабазовые брекчии. Покрывающими породами являются пески и глины палеогена.

Ромодановская солянокупольная структура. Ромодановская структура расположена у северо-восточной окраины ст. Ромодан, в 13 км к юго-востоку от Исачковской и в 14 км к юго-западу от Гасенковской соляной структуры.

Осадки надсолевого и соленосного девона в Ромодане установлены под породами четвертичного и неогенового возрастов, на глубине 39 и 60 м.

Соляное ядро этой структуры имеет форму вытянутого в юго-юго-восточном — северо-северо-западном направлении штока длиной около 8,2 км при ширине 3,5—4,5 км. Крылья ее асимметричны: северо-восточное крутое и более опущенное, чем юго-западное.

Поверхность осадков девона резко погружается под третичные, юрские, триасовые, пермские и верхне-среднекаменноугольные образования. Из-за отсутствия глубоких скважин в этом районе характер контакта соляной структуры с породами мезозоя и палеозоя не выяснен. По имеющимся геологическим данным, намечается постепенный подъем мезозой-

¹ Гасенковский соляной шток приурочивается к западной периклинали Радченковской складки.

² Скважиной, пробуренной в сводовой части структуры, 5—6 км к юго-востоку от Гасенки, вблизи хут. Котляровского.

ских и палеозойских маркирующих горизонтов от Ромодана по направлению к Исачкам и Лубнам. Если учесть при этом условия залегания, гипсометрические и структурно-фациальные особенности пород осадочной толщи, вскрытой бурением на соседних площадях, то можно допустить существование между Солоницким, Ромодановским и Исачковским соляными штоками пологого куполообразного поднятия девонских пород, несогласно перекрытых нижнекаменноугольными образованиями, причем осадки девона здесь должны залегать на вполне доступной для бурения глубине.

Ядро Ромодановской структуры окружено мощной оторочкой тектонических брекчий. Последние составляют контактную зону между девонскими галогенными осадками и коренными породами мезо-кайнозойских и верхнепалеозойских толщ.

По данным бурения, в Ромодановском районе к верхнему девону относятся соленосные, глинисто-мергельные, известняковые и вулканогенные породы. Верхний девон здесь начинается непосредственно вулканогенными породами — диабазами, базальтами и туфобрекчиями, залегающими на глубине 60—100 м.

Ниже вулканитов (на глубине 100—231,45 м) встречена толща сбрекчированных аргилито-алевролитовых и мергельно-известняковых пород, среди которых залегают пачки глинисто-углисто-пиритизированных брекчий с обломками и глыбами диабазов (глубины 104,65—105,65 м, 120—121 м, 206—210,15 м), ничем не отличающихся от диабазов верхнего интервала.

В этой толще встречаются пласты мощностью от 0,5 до 11 м, темного, почти черного битуминозного кристаллического известняка, аналогичного известняку верхнефранского подъяруса Исачковского, Славянского и Петровского куполов. Очевидно, известняки Ромодановской структуры относятся к тем же верхнефранским отложениям. Все породы рассматриваемой толщи местами битуминозные, в верхней части с включениями затвердевшей нефти, книзу засолоненные, с гипсом.

Мощность надсолевых пород в Ромодановской скважине — 175 м, другой скважиной они вскрыты на глубине 39 м и пройдены до глубины 146 м. В верхней части соляной залежи в Ромодановской скважине на глубине 231,45—235 м встречена глыба диабаза. Глубина залегания кровли соли в этой же скважине 235 м. Забой скважины находится в соли на глубине 303 м.

Междуречье Сулы и Удая. На территории Лубенского водораздела (обнажения (обнажения на спуске к р. Суле и у г. Лубен), в с. Поздняках (глубокий овраг на р. Многе в северо-западной части села), около с. Белоцерковцев, Журавки и Вальки (обнажения в оврагах по р. Удай) встречены битуминозные, песчаные известняки и карбонатные песчаники с верхнедевонской фауной: *Spirtfer anosofti* Ver n., *Sp. sp.*, *Mytilarca* sp. Эти породы находятся здесь в переотложенном виде, среди обломков углистых карбонатных пород и диабазов в валунном слое, подстилающем лёссовую серию.

На территории Чернухи-Поздняковской структуры в разрезе пород харьковского яруса по скважине Галевской МТС установлено наличие грубообломочных песчано-глинистых пород с валунами диабазов и обломков кристаллических известняков с девонской фауной. Среди палеогеновых образований разведочными на воду скважинами в Миргороде, Ромодане, Ореховщине, Лубнах, Чернухах, Поздняках, в окрестностях Вороньков, Варвы, Хейловщины, Журавки, Ладин и Прилук встречены обломки кремнисто-углистых сланцев и каменного угля (карбон), известняков и диабазов (девон).

В палеогеновых песках Логовиковско-Яциновского участка также встречены обломки и галька кристаллических известняков с остатками девонской фауны.

Все эти данные свидетельствуют о том, что на территории юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины палеозойские—девонские и каменноугольные, породы приподняты. В мелу, палеогене и, частично, в четвертичное время они подвергались размыву.

Чернухи-Логовики-Пирятинский район. В Чернухи-Поздняковском Логовики-Яциновском и Пирятинском (Каплинцевском) районах образования палеозоя встречены скважинами только в виде сбрекчированного комплекса на соляных структурах. Из этих осадков к верхнему девону (франский ярус) А. М. Куцубой отнесены соленосные, глинисто-гипсо-ангидритные, известняково-мергельные и вулканогенные породы (рис. 33). Они вскрыты скважинами в сс. Логовики и Поздняки, около с. Чернухи в окрестностях сс. Яцины, Бубны и Каплинцы, вблизи г. Пирятин. На склоне Логовиковского соляного штока скважиной встречены глинисто-мергельно-известняковые брекчии с пачками и глыбами диабазовых брекчий и диабазов, залегающих на глубине 89—230 м под песчано-глинистыми осадками бучакского яруса; из зоны брекчий скважина не вышла.

Вдоль северо-восточного склона (контура) структуры палеозойские породы штока налегают на примыкающие к соляному ядру пласты нормально-осадочной толщи. Такое налегание установлено около с. Чернух, где под песчано-глинистыми породами бучакско-каневской толщи на глубине 207—239 м скважиной встречены брекчиевидные глинисто-мергельно-известняковые породы девона и ниже, на глубине 239—352,85 м, пестроцветные глины, пески и песчаники, предположительно триасового возраста, подстилаемые девонскими брекчиевидными породами. В последней скважина остановлена на глубине 461 м. В интервале 212—216 м вскрыта брекчия, состоящая из небольших глыб и обломков диабазов, сходных с диабазами предыдущей скважины.

В районе с. Бубны тектонические брекчии девона вскрыты лишь одной скважиной под теми же осадками палеогена, что и в с. Логовики, но на большей глубине (235 м). Скважина остановлена в брекчиях на глубине 267 м. Зона брекчий сложена главным образом темно-серыми, почти черными, пиритизированными, карбонатными глинами и такого же цвета мергелями, переслаивающимися с маломощными прослоями темных брекчиевидных известняков. Породы засоленные, местами битуминозные. Среди этих пород в интервале 235—249 м встречены сильно трещиноватые, местами брекчиевидные диабазы, подстилаемые трехметровой пачкой диабазо-известняково-мергелистых брекчий.

Гипсо-ангидритовые породы и каменная соль вскрыты тремя скважинами: в с. Яцины, в окрестностях с. Логовики и в с. Каплинцы около Пирятин.

В брекчиевидном комплексе мергелей, сланцев и известняков сводовой части Логовиковской и Яциновской структур на разных глубинах залегают гипсо-ангидритные породы в виде разобренных глыб и деформированных пачек размером от нескольких десятков до сотен кубических метров. Эти породы представлены главным образом мелкозернистой, волонистой и тонкослоистой разновидностями глинистого гипса, а также ангидрита, переходящего в гипс, с прослоями гипсоносных глин, мергелей и сланцев. Общая суммарная мощность этих пород в с. Логовики 62 м и в с. Яцины 76 м. Залегают они под брекчиями осадочных и вулканических пород в глубине 198—326 и 66—305 м.

Диабазы в районе сс. Яцины, Логовики и Бубны залегают в зоне брекчий на глубине 150,5—178 и 190—198 м.

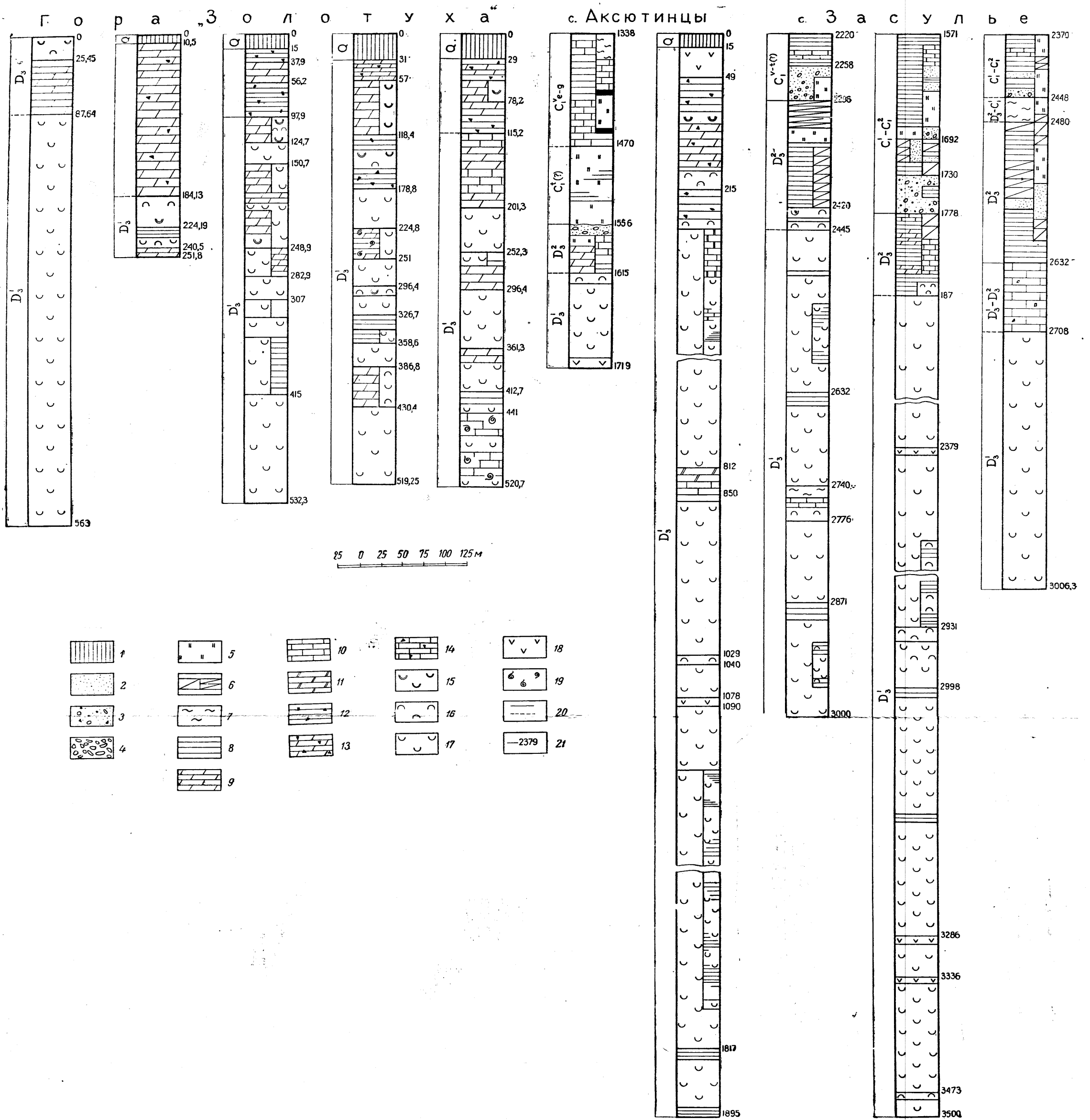


Рис. 39. Геологические разрезы по скважинам Роменского района (зона каменной соли и кепрок)

1—суглинисто-песчаные породы; 2—пески; 3—пески с гравием и галькой; 4—галечники и конгломераты; 5—песчаники; 6—пестроцветные породы (глины, аргиллиты и алевролиты); 7—глины; 8—сланцы глинистые и глинисто-известняковые; 9—мергели; 10—известняки; 11—доломиты; 12—брекчии глинистые; 13—брекчии мергельные и брекчиевидные мергели; 14—брекчии известняковые и брекчиевидные известняки; 15—гипсы; 16—ангидриты; 17—соль каменная; 18—диабазовые и базальтовые породы; 19—ископаемая фауна; 20—возрастные границы разделения пород (условные и доказанные); 21—глубины залегания пород в м.

Общая мощность комплекса брекчиевидных пород в с. Логовики в 239 м, в с. Яцины — 178 м и в с. Каплицины — около 138 м. На территории Поздняковской структуры в глинисто-мергельных и диабазовых брекчиях пробурено всего лишь 43 м.

Гипсо-ангидритная толща залегает непосредственно на каменной соли. Последняя в скважине с. Яцин встречена на глубине 326—346 м, а в скважине близ с. Чернухи на глубине 305—450 м; в с. Каплицы соль вскрыта на глубине 220,75 м.

Можно считать, что девонская ось в сс. Поздняки, Логовики, Яцины и Пирятин образует диапировые структуры, аналогичные структурам Ромодана, Гасенки и Лейково. Соляные ядра их окружены оторочкой тектонических брекчий, состоящих из обломков, глыб и смятых (часто сгофрированных) пачек, пластов и прослоев известняков, мергелей, аргиллитов, глин, гипсо-ангидритов и, реже, алевролитов и песчаников, а также эффузивных пород — диабазов; причем породы осадочного происхождения являются главной составной частью тектонических брекчий.

Все охарактеризованные выше разновидности пород тектонических брекчий по скважинам Поздняковского, Логовиковского, Яцины-Бубновского и Пирятинского соляных штоков палеонтологически немые. Причисление их к верхнему девону произведено автором на основании общегеологических, литолого-фациальных и минералогических данных, а также сравнений с аналогичными толщами смежных районов (Исачки, Ромны).

Охарактеризованные породы надсолевой толщи битуминозные, местами пропитаны нефтью. По наслоению, трещинам и плоскостям смещения встречаются примазки, пятна и вкрапления жидкой нефти.

Надсолевой и соленосный девон в указанных структурах залегает под осадками палеогена в пределах глубин 66—160 м.

Вся территория, расположенная между населенными пунктами Петровцы—Исачки—Мелехи—Вороньки, Поздняки, Чернухи—Логовики—Бубны—Яцины—Белоцерковцы — Журавка—Ладин—Прилуки—Ичня—Нежин—Вересочь—Дроздовка—Чернигов—Добрянка—Речица, с одной стороны, и Поповка—Федоровка—Вишняки—Хорол—Солоница—Вязивок — Хорошки—Лазорки—Яготин—Бобровица—Марковцы—Козелец — Комарин—Денисовичи, с другой — представляет большой практический интерес ввиду вероятности наличия в ее пределах целого ряда благоприятных для нефти соляных поднятий как прорванного, так и скрытодиапирового типа. Для этой части впадины, как и для всей ее территории, вероятно в разрезе девона, могут быть обнаружены не только галитовые, гипсо-ангидритные и диабазовые породы. На этих пространствах предполагается наличие на доступных для бурения глубинах карналлититовых и сильвинитовых соляных пород, а также горючих (нефть, газы) полезных ископаемых.

Роменская солянокупольная структура. Девонские образования типа Исачковских на территории Роменской структуры выходят на поверхность по оврагам и карьерным выработкам вдоль северо-западного склона горы Золотухи, а также вскрыты многими скважинами, пробуренными с целью разведки на нефть, соль и уголь (рис. 39). Среди них наибольшее распространение имеют галогенные (каменная соль, ангидриты, гипсы), аргиллито-сланцевые, глинисто-мергельно-известковые и алеврито-песчаниковые образования, а также вулканогенные породы — диабазы, базальты и туфо-брекчий. Все они констатированы в контурах соляного штока.

Соленосная толща на территории Роменской структуры вскрыта рядом скважин, пробуренных как на склонах, так и на самой верхушке

соляного штока. Залежь соли по своему протяжению и мощности довольно значительна. Шток, вытянутый почти в широтном направлении, занимает около 32 км², имея длинную ось 9,2 км и короткую — около 3,5 км. Одна скважина шла в соляной залежи сводовой части структуры от 210 до 563 м и лежащего бока не встретила; две скважины, которые являются здесь наиболее глубокими, вскрыли ее на глубине 215 м и при забое, равном 2001,8 м и 3500 м, также из соли не вышли. Еще одна скважина врезалась в соляную залежь на глубине 2420—3000 м. Ряд крелиусных скважин, пробуренных в восточно-северо-восточной части структуры, встретили соль на глубине 75—160 м. Мощность вскрытой скважинами в Ромнах соленосной толщи равна 3399 м.

Сверху шток каменной соли покрыт толщей брекчиевидных мергелей, известняков и глин, среди которых залегают в виде глыб, пачек и прослоев гипсо-ангидритные породы, достигающие мощности 12—30 м в средней части штока и свыше 50 м на его крыльях. Пачки ангидрита и гипсо-ангидрита обнаруживаются также и в самой соли, переслаиваясь с последней и мергельно-сланцевыми породами.

В обнажениях гипсового карьера (северная часть горы Золотухи) и в некоторых скважинах, пробуренных в наиболее высокой части свода структуры, А. М. Куцыбой в 1949 г. была обнаружена верхнедевонская фауна. До этого времени осадки достоверного девона здесь не были известны. Возрастные определения известняково-мергельных, сланцево-аргиллитовых, гипсо-ангидритных и соленосных пород данного района основывались на аналогиях с разрезом девона района Исачек.

В гипсовом карьере перекристаллизованные ядра *Spirifer* sp. встречаются в темно-серых и темных известняках, часто битуминозных, с резким запахом H₂S, залегающих в виде обломков и деформированных прослоев в брекчии оливково-желтой и буровато-желтой мергельной глины. Последняя залегает под четвертичными отложениями на гипсо-ангидритах, а также распределяется пачками между глыбами последних. Все эти породы подстилаются каменной солью.

По скважине, расположенной в своде Роменского купола на горе Золотухе, верхнедевонская фауна *Spirifer* ex gr. *anossosfi* V e g n. встречается на глубине 224,85—225,75 м в темных закированных известняках. Известняки эти залегают маломощными прослоями в мергельных сланцах и глинах, переслаивающихся с солью в ядре структуры; они же встречаются среди соляных пород в виде мелких обломков.

В скважине, расположенной рядом на глубине 441—447 и 515,77—520,76 м, аналогичные известняки с неясными отпечатками и перекристаллизованными ядрами девонской фауны переслаиваются с битуминозными мергельно-известковыми сланцами и каменной солью, причем преобладает каменная соль. Характерно, что все породы указанных интервалов по этим скважинам пропитаны жидкой нефтью. Битуминозный сланец горит ярким коптящим пламенем. Мощность соляной толщи, залегающей выше палеонтологически охарактеризованных пород, равна 186—392 м.

Остатки ископаемой фауны плеченогих, встреченные в породах надсолевой и соленосной толщ Ромен, указывают на принадлежность их к верхнему девону. Эти толщи отвечают надсемилуцким отложениям Исачек.

В скважинах, пробуренных на крыльях и периклинальных погружениях Роменского соляного штока (глубины 2300—2445 м, 1778—1872 м, 2480—2708 м) вскрыты над солью пестроцветные породы — глины, аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся со сланцами, мергелями, песками, песчаниками и, реже, известняками и мергельно-известняковыми брек-

чиями с гипсо-ангидритом. Цвет пород голубовато-серый, бурый и сургучно-красный, с разводами светло-серых и зеленоватых тонов. Кровлю этой толщи составляют верхневизейские пелито-карбонатные и, предположительно, турнейские грубообломочные породы, преимущественно глинистые сланцы и известняки и крупнозернистые, кварцевые, частью гравелистые пески и песчаники с обломками, валунчиками и галькой кварца, а подошву — верхнедевонские (D_3^1 — низы D_3^2) мергели, гипсо-ангидриты и каменная соль. Угол падения слоев 35 — 65° . Средняя мощность их 174 м.

Характеризуемая пестроцветная толща залегает непосредственно под визейско-турнейскими отложениями. Последние залегают под углом от 15 до 35° .

Таким образом, осадки нижнего карбона налегают на пестроцветную толщу с резким угловым несогласием. Нижняя же граница пестроцветной толщи представляет собой тектонический контакт, образовавшийся в результате передвижения пластичных соляных масс.

По фациальным и литологическим особенностям, а также по минералого-петрографическому составу роменская пестроцветная песчано-глинисто-алевролитовая толща надсолевого верхнего девона сопоставима и, по-видимому, одновозрастна с отложениями в Исачковской (глубина 1136 — 1210 м), Черниговской (с. Мохначи), Зачепиловской, Михайловской скважинах и верхней частью разреза скважины Колайдинцев.

Сравнение показывает, что характеризуемая пестроцветная толща залегает выше, аргиллито-мергельно-известняковой и глинисто-гипсо-ангидритной толщи франского яруса верхнего девона, под палеонтологически охарактеризованными слоями нижнего карбона (C_{1v} — t). Возраст этой толщи, по-видимому, соответствует фаменскому ярусу и, возможно, некоторая часть ее — верхам верхнефранского подъяруса. По общим литофациальным признакам и положению в стратиграфическом разрезе она сопоставима с осадками надсолевого фамена (данково-лебедянские слои Припятского прогиба).

Дмитриевская солянокупольная структура. Осадки девона в Дмитриевке обнаружены несколькими скважинами (рис. 33), на глубине 148 — 230 м от поверхности, под брекчиевидным комплексом палеозойских пород, несогласно перекрытых осадками мела и палеогена. Аргиллито-мергельно-известняковая, глинисто-гипсо-ангидритная и соленосная толщи залегают в ядре структуры. Шток каменной соли данной структуры по своим размерам превышает все известные до сих пор в Днепровско-Донецкой впадине. Длинная ось его превышает 12 км и короткая $2,5$ — 3 км. В брекчиевидном покрове и в самом соляном ядре структуры распространены обломки и глыбы вулканогенных пород (диабазы, базальты) до глубины 1586 м. Все брекчиевидные породы и каменная соль отнесены А. М. Куцубой к верхнему девону по сходству их литологического и минералого-петрографического состава с верхнедевонскими породами Исачек и Ромен.

Вулканогенные породы (диабазы, диабазо-базальты) в районе Дмитриевки встречены тремя скважинами. Здесь они залегают на различных глубинах в виде небольших глыб и обломков внутри черной пиритизированной глинисто-мергельно-известняковой брекчии, облекающей соляное ядро структуры. В этом же районе диабазы обнаружены еще на глубине 587 — 830 и 1581 — 1585 м, где они залегают в девонской каменной соли над гипсо-ангидритами.

Почти по всей толще брекчии и каменной соли распространяются включения битумов в виде примазок и пятен загустевшей нефти, а также

скопления легкой, свободнодвижущейся нефти с газом. Наблюдались неоднократные выбросы углеводородных газов.

Синевская структура. На территории Синевского района вблизи г. Ромен девонские отложения вскрыты лишь одной скважиной, пробуренной в своде соляного штока. К фаменскому и франскому ярусам А. М. Куцыбой здесь отнесены надсолевые и соленосные породы (гипсо-ангидриты, переходящие ниже в мергели с прослоями битуминозных известняков и глин, а еще ниже — в засоленные с гипсом глины и каменную соль) по сходству их литологического и минералого-петрографического состава с породами фаменского и франского ярусов Ромен и Исачек. Выше этой толщи, в зоне брекчий глинисто-мергельно-известняковых пород, встречены в трех интервалах глыбы диабазов и диабазо-базальтовых брекчий. Кроющими девон породами являются пески и глины палеогена.

Районы присклоновой части юго-западного крыла впадины. Наиболее высокая часть типичного разреза верхнедевонских образований, из известных в настоящее время, вскрыта рядом скважин, пробуренных в пределах южного борта впадины на территории Любечского поднятия Черниговской аномальной зоны, а также в районах Колайдинской, Михайловской и Зачепиловской структур.

Черниговская палеозойская структура. На данной структуре девонские отложения вскрыты Черниговской опорной скважиной в с. Мохначи в виде мощного осадочного и осадочно-эффузивного комплекса пород, залегающего непосредственно под верхневизейскими отложениями нижнего карбона.

Девон, вскрытый Черниговской опорной скважиной, изучался П. Л. Шульгой, Ф. Е. Лапчик; И. С. Усенко (1935б, 1954), Л. Г. Бернадской, А. М. Куцыбой и др., в работах которых изложены результаты послойного изучения разреза и вытекающие из них научно-теоретические и практические выводы.

Согласно данным исследований, проведенным А. М. Куцыбой в 1952 и 1953 гг., в толще девона, вскрытого Черниговской опорной скважиной, выделяются следующие пачки слоев (рис. 33):

1. D_2^3 — базальты, порфириты и туфолавы, темно- и светло-серой, зеленовато- и желтовато-бурой окраски, крепкие, трещиноватые, сильно выветренные, местами совершенно разрушенные. По трещинам прожилки кальцита, гипса, галопелита и каменной соли. Породы засоленные, пиритизированные. Часто встречаются туфогенные конгломераты и брекчии. В самой верхней части массива эффузивных пород вскрыта светло-серая глинистая с отпечатками корневой системы растений туфогенная порода мощностью около 7 м. В ней распространены включения обломков сильно измененного базальта, диабазы и порфирита. Порода каолинизированная, засоленная. Общая мощность эффузивных пород до 153 м.

2. D_3^2 — диабазо-базальтовые туфы, туфобрекчии, туффиты и туфогенные песчаники. Все породы обычно имеют серую и темно-серую окраску, а туфобрекчии и туфогенные песчаники, кроме того, — зеленовато-серую. Породы засоленные. Общая мощность около 43 м.

3. D_3^1 — аргиллиты, глины, алевролиты и песчаники серые, темно-серые и пестроцветные с прослоями известняков, агломератов, брекчий трения, диабазов, базальтов, лавобрекчий и туфогенных песчаников. Мощность пропластков вулканогенных пород от 0,5 м до 23 м. Породы карбонатные, пиритизированные, плотные, трещиноватые, местами рыхлые, видоизмененные, с прожилками по трещинам и плоскостям наслаения кальцита, вторичного кварца и пирита. На глубине 1867—1873 м содержат битумы нефтяного происхождения. В глинах, аргиллитах и алевролитах присутствуют обрывки обуглившихся остатков растений, а также отпечатки мелких раковинок пелеципод из рода *Vuchiola*¹ (глубина 1857,5—1860,94 м). Песчаники мелкозернистые, слюдисто-карбонатно-глинистые, с включениями неравномернозернистого обломочного материала, состоящего из зерен кварца и полевого шпата. Аргиллиты и глины местами пиритизированные, пропитаны битуминозным веществом. Углы падения слоистости и плоскостей смещения от 15 до 25° и больше. Общая мощность всей толщи до 300 м.

¹ Определение Д. В. Наливкина.

4. D_3^2 — алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов, состоящих из обломков и гальки осадочных и эффузивных пород. Породы серые и пестроцветные. Общая мощность до 35 м.

5. D_3^2 — базальты, диабазы, диабазо-базальты, часто трахидолериты плотные, трещиноватые, местами сильно выветренные, разрушенные до брекчий, с прослоями и пачками туфобрекчий, а также пестроцветных аргиллитов, глин и брекчиевидных конгломератов. Общая мощность около 335 м.

6. D_3^1 — чередование аргиллитов, глин и песчаников с тонкими прослоями известняков, доломитов и гипсо-ангидритов, с пачками тектонических брекчий. Цвет пород пестрый с преобладанием серых и темно-серых, почти черных тонов. Встречаются обуглившиеся девонские растения. Породы по преимуществу карбонатные и пиритизированные, часто битуминозные. Угол падения слоев и плоскостей скольжения от 15 до 30°. Общая мощность около 120 м.

7. D_3^1 — сланцы, аргиллиты и глины серые и зеленовато-серые, карбонатные, пиритизированные, местами битуминозные, с прослоями глинистых и кристаллических доломитизированных известняков, доломитов, ангидритов и реже песчаников; встречаются *Ostracoda* и неопределимые остатки растений. Вся толща переслаивается с пачками диабазов, базальтов, порфиритов, туффов, туфобрекчий и другими вулканогенными породами, мощность которых местами достигает 6—12 м. Породы плотные, трещиноватые, с прожилками кальцита и пирита. Общая мощность около 100 м.

8. А — кора выветривания. Гнейсы биотитовые, биотито-гранитовые и силлиманитовые. Мигматиты биотитовые и биотито-гранатовые. Гранито-гнейсы. Пробурено 84,8 м.

Скважина имеет глубину 2839 м. Осадки девона начались на глубине 1587 м, а докембрийские породы на глубине 2751,3 м. Мощность девонских отложений — 1164,3 м.

В общем плане тектонического строения Днепровско-Донецкой впадины район Черниговской аномальной зоны представляет собой один из приподнятых блоков кристаллического фундамента впадины, развитие которого обусловлено общим прогибанием ее в границах глубоких региональных разломов северо-западного направления.

Район Черниговской опорной скважины (с. Мохначи) находится в краевой части впадины и, по-видимому, представляет собой присклонную часть ее юго-западного крыла, разбитого системой глубоких дизъюнктивных нарушений.

Девонская осадочная и осадочно-эффузивная толщи накапливались здесь непосредственно на докембрийском кристаллическом основании, представляющим собой в то время подвижно-мобильную зону. Как показывает разрез скважины, в это время формировались здесь генетически и фациально различные типы осадочных толщ: морские, континентальные и лагунно-морские, каждая из которых отражает определенные физико-химические и геолого-тектонические условия.

Со второй половины фанерозоя века и до начала верхневизейской трансгрессии этот район представлял собой участки суши, подвергавшиеся процессам интенсивной денудации. В течение верхнедевонской эпохи Черниговская древнепалеозойская структура неоднократно превращалась в сушу.

Осадочная и осадочно-эффузивная толщи Черниговской опорной скважины включает в себе пачки тектонических брекчий и брекчий трения, при наличии по всему разрезу больших углов падения плоскостей слоистости и скольжения, колеблющихся в пределах от 15 до 45°. Это указывает, что данные толщи выведены из горизонтального положения и дислоцированы. О характере структур их пока ничего достоверно не известно ввиду отсутствия достаточного количества скважин.

Как вулканиты, так и перемежающиеся с ними осадочные породы Черниговской опорной скважины сильно засоленные; по трещинам и плоскостям слоистости выделяются кальцит, гипс, галопелит и прожилки каменной соли. Подземные воды юрских, каменноугольных и девонских горизонтов района Черниговского поднятия минерализованы; в них отме-

чаются большие концентрации хлорида натрия. В бассейне р. Десны и ее притоков (в окрестностях Мрина, Олишевки, Остра, Слабино и Чернигова) отмечено засоление вод в разрезе палеогеновых и четвертичных пород, а также наличия солонцов и солончаков. Все это, вместе взятое, дает нам основание предполагать присутствие поблизости Любечского поднятия, равно как и на территории краевых и центральных районов Черниговской аномальной зоны соляных интрузий.

Осадочную и осадочно-эффузивную толщи, вскрытые Черниговской опорной скважиной в интервале 1587—2751,3 следует отнести к девону, при этом осадки нижней части разреза (глубина 2527—2751,3 м) отвечают верхам франского яруса, а верхней — фаменскому ярусу. Граница между ярусами проведена по кровле конгломератового слоя (глубина 2527—2542 м), где аргиллито-гипсо-ангидритовые и известняково-доломитовые образования резко сменяются пестроцветными осадочно-эффузивными породами континентального облика. Возможно, что она проходит немного ниже указанной глубины, — внутри нижнего лагунно-морского комплекса образований. Основанием для такого предположения являются данные некоторых разрезов верхней галогенной толщи франко-фаменского времени из восточных и западных районов впадины, где наблюдается литолого-фациальная неразрывность между мергельно-доломито-известняковыми, гипсо-ангидритными и соляными породами.

Как аргиллиты, так и перемежающиеся с ними известняки Черниговской опорной скважины имеют темно-коричневую и местами черную окраску; в бензине, бензоле, хлороформе и скипидаре из них получали вытяжку нефтяных битумов бурого и светло-бурого цвета.

Разведка глубинных участков обширной территории Черниговской аномальной зоны и сопредельных районов с целью изучения нефтеносности девона является очередной задачей поисковых работ; в этом смысле представляют интерес районы, составляющие не только периферию этой зоны, но и ее «центральной» часть. На территории западного продолжения Днепровско-Донецкой впадины, куда входят и так называемые «Черниговские аномалии», можно ожидать на доступных для бурения глубинах галитовые, карналлитовые и сильвинитовые соляные породы, а также каменный уголь в карбоне.

Районы Михайловской, Зачепиловской и Колайдинской структур.

В районе с. Михайловки девонские отложения вскрыты двумя скважинами (рис. 33) на глубине 1481—1761 и 2125—2160 м. Они представлены здесь преимущественно пачками крупнозернистых и среднезернистых, часто глинисто-карбонатных и кварцево-полевошпатовых песчаников, изредка переслаивающихся гравием и алевролитами, а в верхней своей части — тонкими прослоями глинисто-сланцевых пород с остатками обуглившихся растений. Вся толща пород имеет пеструю окраску, в которой преобладают красно-бурые, кирпично-красные и зеленоватые тона. Заканчивается разрез пестроцветов крупнозернисто-гравелистыми песками и рыхлыми песчаниками с включениями полуокатанных обломков и мелкой гальки кварцево-полевошпатовых пород. Вскрытая скважинами мощность достигает 130 м.

Характеризуемая пестроцветная толща залегает непосредственно под палеонтологически охарактеризованными темноцветными породами — сланцами, аргиллитами и песчаниками с небольшими участками прослоев известняков и алевролитов. По данным Д. Е. Айзенверга, Н. Е. Бражниковой, А. М. Ищенко, М. П. Кожич-Зеленко, Е. О. Новик (1953), а также С. В. Семихатовой, В. А. Назаровой и Д. Ф. Ростовцевой, в них встречены брахиоподы, фораминиферы, остракоды и споры самых низов турнейского яруса (C_1^1 а—с).

Причисление к фаменскому ярусу (D_3^{22}) пестроцветных пород Михайловских скважин произведено А. М. Куцубой в 1952 г. на основании их литолого-фациальных особенностей и места в стратиграфическом разрезе, а также на основании данных сравнений с аналогичными толщами смежных районов¹.

В 1954 г. А. М. Ищенко в пестроцветах Михайловской скважины определены споры следующего состава: *Archaeotriletes larvatus* Naum., *A. devonicus* Naum., *A. ancistrophorus* (Luber) Isch., *Letotriletes nigratus* Isch., *Lophozotriletes curvatus* Naum., *Acanthotriletes uncatatus* Naum., которые указывают на девонский возраст вмещающих их пород. Он считает, что недостаточная изученность спорового состава осадков девона Днепровско-Донецкой впадины не позволяет произвести привязку их к более дробным стратиграфическим единицам.

Некоторые аналоги михайловских и зачепиловских пестроцветов известны по скважинам в Ромнах и Исачках, где эти пестроцветы залегают, как указано выше, в контакте боковой части погружения соляных ядер на приподнятых крыльях и периклиналях структур. Везде они имеют облик континентальных образований, чередующихся в нижней своей части (Исачки, Ромны) с осадками неглубокого морского бассейна.

Исключение представляет толща отложений, вскрытых скважиной в районе Колайдинской структуры на глубине 1735—3224 м (рис. 33). Эта толща представлена перемежающимися между собой пластами и пачками глинистых сланцев и кварцево-полевошпатовых песчаников с прослоями гравелисто-галечниковых, алевролитовых и аргиллитовых пород темно-серого, зеленоватого и светло-бурого цвета. В нижней части толщи (глубина 3221—3224 м) встречаются маломощные прослои глинисто-песчаных известняков. В этом интервале, как указывает К. А. Пикун, породы битуминозные, с запахом нефти.

По литологическим признакам характеризуемый надсолевой терригенный комплекс отложений Колайдинской скважины можно разделить на две толщи: верхнюю — песчаниково-алевролитовую и нижнюю — аргиллито-песчаниково-карбонатную. Разделяются они пачкой грубозернистых кварцевых песков и песчаников с гравием.

Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, А. М. Ищенко, М. П. Кожич-Зеленко и Е. О. Новик (1953) причисляют все породы Колайдинской скважины, вскрытые на глубине 1735—3224 м, к турнейскому и низам визейского ярусов.

Данные, полученные А. М. Ищенко в 1955 г., на основании анализа состава спор из рассматриваемых толщ, вскрытых Колайдинской скважиной, позволяют отнести их к девону.

Формирование нижней терригенной толщи засоленных серо-пестроцветных пород Колайдинской структуры происходило, очевидно, во второй половине фаменского века (породы в интервале 2283—3102 м) и, быть может, некоторая ее часть (породы в интервале 3102—3224 м) в конце верхнефранского — нижнефаменского времени. Верхняя толща (глубина 1735—2283 м), если не вся, то по крайней мере нижняя ее часть по преимуществу алевролито-песчаниковая с прослоями гравелитов, галечников и аргиллитов с кристаллами каменной соли, формировалась, по-видимому, также в фаменский век.

¹ Эти же данные являются исходными при отнесении к фаменскому ярусу серо-пестроцветных пород Зачепиловской структуры, где эта толща содержит нефтегазонасыщенные пласты; разведка ее является первоочередной.

Наиболее высокую часть разреза фамена составляют михайловские, зачепиловские, исачковские и роменские глинисто-сланцевые и песчаниково-алевролитовые пестроцветные породы, перекрытые нижнетурнейскими либо верхневизейскими образованиями с перерывом и довольно четким угловым несогласием. Заканчиваются они везде горизонтом крупных гравелитов, переслаивающихся с грубозернистыми песками и песчаниками с включениями полуокатанных обломков и мелкой гальки кварцево-полевошпатовых пород.

Колайдинские темно-буро-сероцветные отложения представляют собой иную фациальную разновидность того же фаменского яруса. По общим литолого-фациальным признакам михайловские, колайдинские, зачепиловские, исачковские и роменские серо-пестроцветные породы близки к известным в Припятском прогибе осадкам надсолевого фамена (D₃²). Что же касается солёного девона Колайдинец, то он является идентичным с хемогенным комплексом района Исачек, описанным как аргиллито-мергельно-гипсо-ангидритово-соляная толща надевлановско-елецкого возраста.

Девонские отложения северо-западных окраин Донбасса

Первые указания на присутствие осадков девона в обнаженной части северо-западных окраин Донбасса (районы Петровского и Славянского купольных поднятий) встречаются в работах Д. П. Назаренко (1939, 1940), Ц. Н. Питковской (1940) и Н. Ф. Балуховского. Позднее эти отложения изучались А. М. Кузьбой на территории Петровской, Алексеевской, Беляевской и Медведовской структур.

Девонские образования здесь достоверно известны только в окрестностях с. Адамовки Славянского района и по балке Орловой в окрестностях с. Петровского в 35—40 км от г. Изюм, а также на территории Алексеевской солянокупольной структуры. В скважинах, вскрывших Беляевский и Медведовский соляные штоки встречены литологически сходные с ними породы.

Из этих осадков к верхнему девону принадлежат солёносные, глинисто-гипсо-ангидритовые и известняково-мергельные породы. Они встречены скважинами на территории Алексеевского и Беляевского поднятий непосредственно под пермскими и, по-видимому, верхнекаменноугольными пестроцветными породами, в первом пункте, и мезозойскими сероцветными песчано-глинистыми породами — во втором.

Солёносная толща выражена переслаиванием галитов, мергелей и глин, кверху с прослоями мергельно-гипсо-ангидритных пород. Вскрытая скважинами мощность этой толщи составляет около 420 м.

Надсолевой девон представлен сбрекчированной толщей аргиллито-мергельно-глинистых, известняковых и алевролитовых, местами битуминозных пород, переслаивающихся с гипсо-ангидритами. Вмещающие девонскую фауну известняки надсолевой толщи с. Адамовки входят в состав известняково-мергельно-глинистых и диабазовых брекчий, прорывающих верхнепалеозойские и мезозойские образования в зоне нарушений. Разрез брекчиевидной толщи с. Адамовка (вкrest простираения обнажения с юго-востока на северо-запад) Д. П. Назаренко приводит в таком виде (Назаренко, 1939, 1940).

- | | |
|--|----------|
| 1. Светлая палево-желтая пылеватая мергелевая глина с включениями тонкослоистого глинистого известняка и известковистого сланца; порода расчисткой вскрыта | до 7,0 м |
| 2. Темно-серая, рухляковая, сильно гипсоносная мергельная глина, включающая мелкие кристаллы и сrostки гипса мощностью | 0,6 .. |

3. Светло-желтая мергельная глина с прослойками изломанного, рассланцованного и частично раскристаллизованного железисто-глинистого известняка с включением обломков далее следующей породы мощностью до 1,5 м
4. Прослойка глинистого известняка с фауной 0,40 „
5. Прослойка серого с синеватым оттенком слабо рассланцованного, неравномерно раскристаллизованного (пятнами), крепкого известняка с той же фауной 0,30 „
6. Темно-серый рассланцованный и раскристаллизованный раздавленный брекчиевидный известняк, плоскости рассланцевания которого открыты железисто-глинистой коркой; порода вскрыта расчисткой до 6—7 „

В известняках слоев 4 и 5 Д. П. Назаренко была встречена и определена ископаемая фауна *Spirifer (Theodossia) evlanensis* Nal., *Sp. (Th.) katavensis* Nal. и *Sp. (Th.) katavensis* var. *uchtensis* Nal., характеризующая собой верхнюю часть франского яруса, в частности евлановские слои.

Все это дало основание Д. П. Назаренко предполагать «...что в северо-западных окраинах Донбасса, кроме нижнепермской соли, имеется на глубине и второй горизонт соленосных пород, залегающий стратиграфически ниже пород франского яруса. Этому соленосному горизонту и обязаны своим появлением купольные структуры северо-западных окраин Донецкого кряжа (Назаренко, 1939). Возраст соленосных пород определялся их как подфранский, по-видимому среднедевонский.

Аналогичные породы известны также и по балке Орловой, на Петровском куполе. Здесь Ц. Н. Питковская (1940) обнаружила в брекчиях известняково-глинистых битуминозных сланцев и мергелей обломки и перемятые прослой битуминозных известняков с фауной *Spirifer* ex gr. *anosoft* Verp., *Sp.* ex gr. *verneuli* Murgsch. (определения Д. В. Наливкина).

Литологический состав и палеонтологические остатки девонских брекчиевидных пород Славянского и Петровского куполов так же, как и условия появления их на поверхности под плащом четвертичных и верхнечетвертичных образований, весьма сходны с аналогичными отложениями в исачковских, роменских, синевских, дмитриевских, логовикияциновских и ромодановских скважинах.

Здесь же наряду с фаунистически охарактеризованными породами верхнефранского подъяруса встречаются глыбы темного, почти черного, битуминозного кристаллического известняка, аналогичного по своим структурным и минералогическим качествам известняку Исачек, Ромодана и Логовиков. Последний в Исачках залегают в виде сильно раздробленных и смятых прослоев среди ракушечных известняков и мергелей воронежских и евлановских слоев, и, безусловно, является продуктом отложения одновозрастного с ними бассейна. Возможно, что и возраст известняка сс. Адамовки и Корульки соответствует верхнефранскому подъярусу.

Изверженные породы сс. Адамовки и Корульки приурочены к палеозойским (верхнедевонским) брекчиям солянокупольных структур и залегают в виде глыб размером до 3,5 м в поперечнике. Они представляют собой сильно измененные, трещиноватые, брекчиевидного сложения магматические породы, имеющие серовато-желтый и зеленовато-серый с охристыми пятнами цвет. Согласно данным петрографических исследований, проведенных М. Г. Коровниченко (Евсеева, 1940), по своим минералогическим и химическим особенностям вулканогенные породы с. Адамовки относятся к образованиям кислой ветви диабазовой магмы, а с. Корульки — к диабазо-порфиритам.

Вулканогенные породы (диабазы) на территории Медведовского соляного купола встречаются в виде брекчии мелких обломков, залегающих среди брекчиевидных глинисто-мергельных пород надсолевой толщи в зоне смятия.

Таким образом, на территории северо-западных окраин Донбасса мы выделяем лишь осадки верхнего девона, в составе франского и, по-видимому, фаменского ярусов. К франскому ярусу принадлежат осадки соленосной и надсолевой толщ. Это — каменная соль с подчиненными пластами и пачками сланцев, аргиллитов, мергелей и глин, кверху переходящая в гипсоносные мергели и гипсо-ангидриты. Кроющими породами этой толщи являются палеонтологически охарактеризованные мергели, известняки и глины верхнефранского (воронежско-евлановского) возраста.

Возраст вулканитов солянокупольных структур северо-западных окраин Донбасса (сс. Адамовка, Корулька, Медведовка) с полной достоверностью не может быть определен. Исходя из анализа геологического и палеонтологического материала, а также сопоставления с эффузивами соляных структур Днепровско-Донецкой впадины, время образования их может быть отнесено к верхнему девону в границах верхней части франского и фаменского ярусов.

По имеющимся, хотя и ограниченным, данным можно считать, что верхнедевонская соль на территории Славянской, Петровской, Алексеевской, Беляевской, Медведовской и других структур Донбасса образует диапиры, аналогичные Радченковской, Сагайдакской, Полтавской, Ромодан-Лубны-Хитцы-Исачковской и Поздняки-Логовики-Чернухинской складкам Днепровско-Донецкой впадины. Как диапировые, так и скрыто-диапировые соляные ядра их окружены оторочкой тектонических брекчий. Надсолевая толща этих структур в зоне смятия состоит из глыб и сгофрированных пачек, пластов и прослоев аргиллито-мергельно-известняковых, глинисто-гипсо-ангидритовых и, реже, алевролито-песчаниковых и эффузивных пород верхнефранского и фаменского возраста.

Обобщение стратиграфии девона северо-западных окраин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины

На территории Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса девонские образования представлены фаменскими, франскими и живецкими ярусами (рис. 33, 39). Присутствие осадков эйфельского, кобленцкого и жединского ярусов здесь пока не доказано, но не исключается возможность встречи последних в пределах междукупольных пространств и подсолевых складок центральных районов, характеризующихся регионами.

На сводах известных в настоящее время солянокупольных и брахи-антиклинальных поднятий верхние слои девона, как правило, размыты. Здесь на неровной поверхности фаменских или франских отложений непосредственно залегают породы палеогена (Логовики, Яцины, Бубны, Каплинцы, Ромодан, Медведовка, Беляевка, частично Дмитриевка, Ромны, Исачки), мела или юры (Медведовка, Беляевка, Логовики — Яцины, Старобин), перми (Полтава, частично Ромны), нижнекаменноугольные (Наровля, Ельск, Корени, Чернигов, Радченково, Сагайдак, Ромны, Исачки, Алексеевка) и проблематичные осадки (Ромны, Исачки, Копаткевичи), образуя резкие угловые несогласия и перерывы местного характера.

Важное значение имеет вопрос о границах распространения осадков девона на территории Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.

В пределах юго-западного склона впадины, наряду с развитием мощных толщ карбона, имеются районы (р. Мокрая Волноваха между сс. Ольгинское, Ново-Троицкое, Стыла и Большая Каракуба), где установлены отложения верхнего и среднего девона, налегающие непосредственно на докембрий. Наиболее высокая часть обычного разреза верхнего девона вскрыта рядом скважин, пробуренных в районе Михайловской и Колайдинской структур, а также в Мохначах, около Любеча и севернее станции Словечно. Южнее этой линии прослежена другая, по которой установлено непосредственное налегание глинисто-карбонатных осадков визейского и турнейского ярусов карбона на докембрий (верховье р. Волчья—Павлоград—Новомосковск—Царичанка—Исковцы—Заворици—Рудня). На основании этих данных южную границу распространения осадков девона следует проводить через перечисленные выше пункты, не ближе чем на половине расстояния между ними.

Сложнее обстоит дело с выявлением северо-восточной границы распространения девона, так как для этого еще не имеется достаточно данных.

В районе пунктов Кантемировка — Меловое — Великоцкое установлено, что на сравнительно небольших глубинах докембрий перекрывается глинисто-сланцевыми и известняковыми породами нижнего карбона. К востоку и юго-востоку, резко увеличиваясь в мощности, появляются сначала песчано-глинистые, преимущественно пестроцветные породы (р. Дон между пунктами Лиски—Богучар—Вишенское), а затем глинисто-аргиллито-сланцевые, мергельно-известняковые, хемогенные и песчаниково-алевролитовые сероцветы верхнего и среднего девона (Сталинградская обл.). В районе Белой Горки мощность этих осадков достигает 60 м, а в ряде пунктов (Арчеда, Жирново, Бахметьева и Умётновское, Сталинградский район) выявленная при бурении мощность их равна 2850 м. Нет сомнения, что увеличение мощности и смена фаций осадочных толщ связаны с резким уступообразным погружением Воронежского кристаллического щита к югу и юго-востоку в сторону Донбасса, Днепровско-Донецкой и Нижневолжской (Прикаспийской) впадин. Есть все основания ожидать большую мощность отложений газо-нефтеносного и соленосного девона в окраинных и центральной зонах всего Донбасса. Отсюда эти отложения, через Сталинградский район, вероятно, распространяются в пределы Доно-Медведицкого вала и Прикаспийской впадины.

На северо-восточном склоне Днепровско-Донецкой впадины (с. Смелое) девон отсутствует. Здесь непосредственно на докембрий налегают морские глинисто-сланцево-карбонатные породы верхневизейского подъяруса (C_{1f} — C_{1h}). В Ромнах, Синевке и Дмитриевке осадки девона достигают максимальной мощности.

Северная граница области широкого распространения и больших мощностей девона в пределах Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины проходит между линиями Городище (р. Деркул) — Сватово — южнее Харькова — Сумы — Смелое — севернее Конотопа — Короп с одной стороны и Лебедин — Семеновка — Ромны — Дмитриевка — Бахмач — с другой. По-видимому зона наиболее глубокой (срединной) части Большого Донбасса, включая и Припятский прогиб, является областью залегания наиболее полного комплекса осадков девона — как нефте-газоносных, так и соленосных.

В разрезе девона Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса известны осадки морских, лагунно-прибрежных, континентальных и эффузивных фаций. Среди них широко распространены доломитово-известняково-мергельные, глинисто-сланцево-аргиллитовые, галогенные,

песчаниково-алевролитовые и вулканогенные образования. Эти породы выполняют всю срединную опущенную часть территории Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Нормальная мощность отложений девона достигает здесь 4500—5000 м.

Средний девон D_2 , Живетский ярус D_2^2 . Палеонтологически охарактеризованные осадки среднего девона в Днепровско-Донецкой впадине до настоящего времени неизвестны. В районах северо-западного продолжения Днепровско-Донецкой впадины (рис. 33), в Наровле и Старобине отложения среднего девона выделяются на основании их литолого-фациальных особенностей и стратиграфического положения в разрезе в результате изучения кернов пробуренных скважин. В первом пункте среднедевонские отложения (живетский ярус) залегают непосредственно на кристаллических породах докембрийского фундамента (вскрыты на глубине 2338,5 м). В нижней части разреза они представлены темно-серыми и черными мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, выше сменяющимися зеленовато-серыми, красно-бурыми и пестроцветными алевролитами, аргиллитами и глинами, кверху с прослоями доломитов и карбонатно-доломитовых глин. Мощность их около 30 м. Выше следуют аргиллиты, глины и алевролиты с прослоями песчаников и карбонатно-глинистых пород. Цвет последних бурый, коричневый и кирпично-красный с разводами серых, зеленоватых и голубоватых тонов. Мощность этого горизонта около 85—100 м. Характеризуемые породы живетского яруса в Наровлянской скважине встречены на глубине 2208,5—2338,5 м; общая мощность их 130 м¹.

Аналогичные отложения среднего девона (живетский ярус) известны также и для западной части Припятского прогиба (Старобин, глубина 1010—1224 м), где они, в отличие Наровли, залегают на песчано-алевро-рито-глинистой толще нижнего кембрия. В основании они представлены преимущественно темно-серыми и серыми с зеленоватым оттенком доломитами и доломитизированными мергелями, содержащими гнезда и мало-мощные прослои ангидрита, гипса и, реже, красно-бурых песчаных глин. Выше следует однообразная толща пестроцветных глин (красно-бурых, коричневых, реже зеленовато-серых и темно-серых), переслаивающихся с песками, песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов (мощность 170 м). По фациально-литологическим особенностям, а также минералого-петрографическому составу, изученному А. Я. Стефаненко и А. С. Махнач (1953), старобинские породы близки к палеонтологически охарактеризованным верхнеживетским отложениям Наровлянского разреза и, безусловно, являются продуктом отложения одновозрастного с ними бассейна. Возможно, что и возраст их соответствует тем же наровлянским и, предположительно, старооскольским слоям.

Верхний девон (D_3); франский (D_3^1) и фаменский (D_3^2) ярусы. Осадки франского яруса представлены преимущественно морскими, прибрежно- и лагунно-морскими фациями, в верхней части чередующимися

¹ После того как настоящая работы была написана, в породах нижнего 30-метрового горизонта живетского яруса Наровлянской скважины, А. И. Ляшенко удалось обнаружить *Lingula bicarinata* Kut., характерную для наровлянских слоев верхнеживетского подъяруса западных и северо-западных областей Русской платформы; в песчано-глинистых отложениях, покрывающих 100-метровый горизонт чередующихся между собой глин, мергелей, известняков и песчаников, Д. В. Обручев определил остатки *Asterolepis radiata* Roßn., характерных для старших слоев нижнефранского подъяруса Главного девонского поля (Махнач, Пистрак, Стефаненко и Тихомиров, 1955). Таким образом, осадки живетского яруса в Наровле представлены наровлянскими и, по-видимому, старооскольскими слоями.

с отложениями иного характера, быть может континентального происхождения. На это указывает появление в верхней части разреза среди глинисто-аргиллитово-карбонатных и хемогенных разностей песчаноглистых осадков; к этой части разреза приурочиваются также и эффузивные образования.

Для разреза верхней половины фаменского яруса отмечается преобладание континентальных и эффузивных образований; лишь в его нижней половине часто встречаются морские карбонатно-глинистые и хемогенные породы, занимающие подчиненное значение.

Характерной особенностью верхнего девона Днепровско-Донецкой впадины является большое количество галогенных образований, представленных в основном каменной солью, частью гипсами, ангидритами и доломито-ангидрито-гипсовыми мергелями, с подчиненными пачками и горизонтами сланцев аргиллитов, мергелей, известняков, алевролитов и глин. Вертикальные размеры соляных залежей в районах изученных структур не установлены. Роторные скважины (3025—3500 м) из соли не вышли. Вскрытая скважинами мощность соленосных толщ, залегающих в тектонически нарушенной части структурных сводов (средняя по трем куполам), равна 2880 м.

Верхнедевонские, фаунистически охарактеризованные осадки соляных структур Днепровско-Донецкой впадины представлены главным образом известняковой и мергельной фациями и реже аргиллитами, глинами и песчаниками. В исачковских и ромненских скважинах они констатированы в виде маломощных пачек или отдельных пластов и прослоев в надгипсовой и подгипсовой толщах структурного свода и в самом соляном ядре на довольно больших глубинах, колеблющихся от 180 до 500 м. Характерно, что по данным этих скважин в соленосной толще встречены прослой пропитанного нефтью известняка и известнякового сланца мощностью до 3 м с верхнедевонской фауной. Подобные известняки встречаются в виде обломков и небольших глыб в тектонических брекчиях, покрывающих свод и крылья данных структур. В Исачках, на юго-западном приподнятом крыле, пласты этих пород, очевидно на небольшой глубине, прилегают к соляному ядру и по мере выполаживания погружаются в южном направлении. На северо-восточном опущенном крыле они залегают значительно глубже и погружаются на север (рис. 35, 36).

Среди известняков преобладают ракушечные, глинистые и кристаллические разности. Ракушечные известняки бывают черного, темно-серого, светло-серого и охристо-желтого цвета; за исключением двух последних разновидностей все они кристаллические, плотные, трещиноватые. Светло-серые и охристо-желтые известняки состоят преимущественно из раковин верхнедевонской фауны, сцементированных глинисто-карбонатным веществом. Органическая часть в известняках представлена битумами нефтяного происхождения, содержащими сернистые соединения. В Исачковской скважине известняки пропитаны легкой газированной нефтью. Мергели переслаиваются с гипсо-ангидритными породами, глинами, и, реже, мергельными сланцами. Глинистые породы представлены засоленными (с гипсом) карбонатными и битуминозными глинами, аргиллитами и, реже, сланцами. Аналогичные осадки распространены и на окраинах северо-западного Донбасса, в Адамовке, Славянске, Корульке и Петровском. Данные, характеризующие условия залегания, литолого-палеонтологический состав и нефтепроявления этих пород по Днепровско-Донецкой впадине и северо-западным окраинам Донбасса приведены в табл. 104.

Из этой же таблицы видно, что в карбонатных породах наибольшим распространением пользуются брахиоподы, среди которых удалось опре-

Сводные данные по литолого-палеонтологическому составу и нефтегазопроявлениям карбонатной фации верхнего девона Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса¹

Название пунктов	Глубина залегания пород в м		По ним пройдено в м	Краткая литолого-палеонтологическая характеристика пород	Особенности залегания пород	Нефтяные и газовые проявления
	от	до				
1	2	3	4	5	6	7
С. Исачки	48,35	66,68	18,13	Известняк ракушечный; известняк кристаллический, битуминозный с фауной <i>Spirifer (Theodossia) evlannensis</i> Nal., <i>Sp. ex gr. anossofi</i> Vern., <i>Sp. sp.</i> , <i>Arca</i> sp.	Глыбы и обломки в брекчиевидном мергеле	Нефтяные битумы, примазки и пятна выветренной нефти по трещинам и кавернам
"	3,10	22,80	19,70	Известняк ракушечный, битуминозный, светло-серый и охристо-желтый с фауной: <i>Spirifer (Theodossia) tanaicum</i> Nal., <i>Spirorbis omphaloides</i> Goldf., <i>Arca elytra</i> Venjuk., <i>Mytilarca uncinata</i> (Eichw.), <i>Cucullella</i> sp., <i>Myalina</i> sp. и др.	Глыбы, обломки и тонкие прослои в брекчиевидном мергеле	Запах нефти, вытяжка битумов в бензине
"	10,50	19,00	8,5	Известняк темно-серый, песчанистый с фауной: <i>Spirifer ex gr. anossofi</i> Vern., <i>Sp. (Theodossia) tanaicus</i> Nal., <i>Sp. sp.</i> , <i>Mytilarca</i> sp., <i>Arca</i> sp.	Тонкие деформированные прослойки и обломки в мергельной брекчии и карбонатных глинах.	Резкий запах сернистых соединений
"	162,0	170,95	8,95	Известняк темно-серый, битуминозный, с фауной: <i>Spirifer ex gr. anossofi</i> Vern. (?), <i>Sp. sp.</i> и обломки гастропод	Тонкие деформированные прослойки и обломки в глинисто-мергельной брекчии	Жидкая нефть по плоскостям скольжения, на изломах и вокруг обломков известняков; породы битуминозные; зарегистрированы выбросы газов.
"	312,50	319,00	6,50	Мергель темно-буровато-серый, битуминозный, с остатками деформированной фауны: <i>Spirifer ex gr. anossofi</i> Vern., <i>Sp. sp.</i> , <i>Cucullella</i> sp.	Поломанные и смятые пласты в глинисто-мергельной брекчии с гипсом	Резкий запах нефти; вытяжка битумов в бензине; окраска пород нефтяная

.	19,20	51,00	31,00	Известняк ракушечный темно-серый; известняк кристаллический, черный и темно-серый, слюдистый, с перекристаллизованной фауной	Обломки в мергеле	Густая нефть в пустотах
.	181,80	283,50	101,70	Известняк ракушечный, светло-серый и буровато-желтый; известняк песчанистый, буровато-серый с фауной; известняк черный и темно-серый, кристаллический, битуминозный, с фауной <i>Spirorbis</i> cf. <i>omphaloides</i> Goldf., <i>Spirifer</i> (<i>Theodossia</i>) <i>tanaicus</i> Nal., <i>Sp. ex gr. annosofi</i> Vern., <i>Sp. sp.</i> , <i>Arca</i> sp., <i>Cucullella</i> sp.	В виде слоев мощностью 0,5—2,5 м в мергельных сланцах и мергелях, пересланвающихся с гипсоангидритными и соляными породами	Породы пропитаны нефтью, местами легкой, газированной; наблюдались выбросы газов
.	311,10	317,79	6,69	Известняк ракушечный, светло-серый и буровато-желтый; известняк песчанистый, буровато-серый с фауной; известняк черный и темно-серый, кристаллический, битуминозный, с фауной <i>Spirifer</i> (<i>Theodossia</i>) <i>tanaicus</i> Nal., <i>Sp. ex gr. anosofi</i> Vern., <i>Spirorbis</i> cf. <i>omphaloides</i> Goldf., <i>Spirifer</i> sp., <i>Cucullella</i> sp., <i>Arca</i> sp.	В виде слоев мощностью 0,5—2,5 м в мергельных сланцах, пересланвающихся с солью	Породы пропитаны легкой нефтью с газом
.	395,00	419,00	24,00	Известняк ракушечный серый - местами бурый с раковинами <i>Spirifer anosofi</i> Vern.	Обломки в соли	Резкий запах нефти
.	85,79	103,50	17,71	Известняк ракушечный, кристаллический с фауной: <i>Spirifer</i> ex gr. <i>anosofi</i> Vern., <i>Sp. sp.</i> , <i>Arca</i> sp.	Обломки в брекчиевидном мергеле	Породы битуминозные. Жидкая нефть в виде пятен, примазок и затеков

¹ Описание некоторых разрезов шурфов и обнажений по Исачкам (за исключением урочища Маляриха) и результаты определений фауны, обнаруженной в этих разрезах, изложены в работах А. М. Куцубы (1937, 1938) и А. М. Куцубы и П. Л. Шульги (1938); сводные разрезы остальных горных выработок и обнажений с результатами палеонтологических определений описываются в настоящем разделе.

Название пунктов	Глубина залегания пород в м		По ним пройдено в м	Краткая литолого-палеонтологическая характеристика пород	Особенности залегания пород	Нефтяные и газовые проявления
	от	до				
1	2	3	4	5	6	7
С. Исачки	5,20	6,50	1,30	Известняк битуминозный, кристаллический, кавернозный, темный и желтовато-бурый с фауной: <i>Spirifer (Theodossia) evlanensis</i> Nal., пелиципод и гастропод	Поломанные и смятые пласты в сланцеватом мергеле, отдельные обломки в брекчии	Резкий запах нефти; вытяжки битума в бензине; окраска пород нефтяная
"	6,20	7,00	0,80	Известняк кристаллический, кавернозный, темно-серый с желтовато-бурыми пятнами и фауной: <i>Spirifer (Theodossia) evlanensis</i> Nal., <i>Sp. sp.</i> и множеством мелких гастропод	Деформированные пласты в мергеле	Резкий запах сернистых соединений
С. Гребиче	2,30	4,80	2,50	Известняк ракушечный, глинистый, желтовато-серый; известняк черный, битуминозный; известняк кристаллический, слоистый, фауна представлена <i>Mytilarca uncinata</i> (Eichw.), <i>Spirifer (Theodossia) evlanensis</i> Nal., <i>Sp. tanaicus</i> Nal., встречаются мелкие гастроподы и обломки окремнелого дерева	Глыбы и обломки	Серый битуминозный известняк дает вытяжку в сероуглероде и хлороформе; при раскалывании издает резкий нефтяной запах. В ракушечном известняке встречаются темно-бурые нефтяные пятна, в кавернах — загустевшая нефть
"	2,50	4,20	1,70	Известняк ракушечный, охристо-желтый, известняк кристаллический, слоистый, светло-серый; песчаник известняковый. В породах встречается фауна: <i>Spirifer (Theodossia) evlanensis</i> Nal., <i>Asterolepis sp.</i> , пелициподы, много мелких гастропод	Глыбы	Породы битуминозные; по трещинам натеки отвердевшей нефти. Песчаники нефтяные

с. Исачки, Урочище Малариха Козубовка	—	—	—	Известняки ракушечные, глинистые, битуминозные и кристаллические разных цветов; песчаники известковистые и песчаные известняки с панцирными рыбами. Среди ископаемой фауны обнаружены следующие формы: <i>Spirifer (Theodossia) evlanensis</i> Nal., <i>Spirifer tanaicus</i> Nal., <i>Spirifer cf. omphaloides</i> Goldf., <i>Arca cf. elytra</i> Venjuk., <i>Cucullella</i> sp., <i>Mytilarca uncinata</i> (Eichw.), <i>Asterolepis</i> sp. и др.	Деформированные пласты глыбы и обломки	Породы битуминозные. Смолистый известняк содержит битумы, легко растворяющиеся в бензине и хлороформе; при ударе и трении издает запах битумов нефтяного происхождения
г. Лубны	—	—	—	Известняк темный кристаллический с фауной <i>Spirifer</i> sp.	Валуны местной морены	
с. Позняки	—	—	—	Известняк темно-серый, битуминозный, со <i>Spirifer anossofi</i> Vern., <i>Mytilarca</i> sp.	Валуны в местной морене	При ударе и трении запах битумов нефтяного происхождения
с. Белоцерковка	—	—	—	Известняки и карбонатные песчаники с <i>Spirifer anossofi</i> Vern., <i>Sp.</i> sp.	Валуны в местной морене	
с. Вальки	—	—	—	Известняки глинистые и песчаники карбонатные с фауной <i>Spirifer</i> ex gr. <i>anossofi</i> Vern., <i>Sp.</i> sp.	Валуны в местной морене	
с. Журавка	—	—	—	Известняки темно-серые и охристо-желтые и песчаники карбонатные, светло-серые, плотные. Среди фауны встречаются <i>Spirifer</i> ex gr. <i>anossofi</i> Vern., <i>Sp.</i> sp. и гастроподы	Валуны, обломки и галька в местной морене и в палеогеновых песках	
г. Ромны	224,85	225,75	0,90	Известняк темный, закированный с нефтью, с ядрами и мелкобитой ракушкой <i>Spirifer</i> ex gr. <i>anossofi</i> Vern., <i>Spirifer</i> sp.	Тонкие прослои и обломки в сланцеватом мергеле, залегающем среди каменной соли	Жидкая нефть по трещинам и кавернам, породы битуминозные

Название пунктов	Глубина залегания пород в м		По ним пройдено в м	Краткая литолого-палеонтологическая характеристика пород	Особенности залегания пород	Нефтяные и газовые проявления
	от	до				
1	2	3	4	5	6	7
г. Ромны	441,0	447,0	6,0	Известняк темный, закированный с нефтью, с ядрами и мелкобитой ракушкой <i>Spirifer</i> ex gr. <i>anosofi</i> Verh., Sp. sp.	Тонкие прослои и обломки в сланцеватом мергеле, залегающем среди каменной соли	Жидкая нефть по трещинам и кавернам, породы битуминозные
"	515,77	520,76	4,99	Известняково-мергельный сланец с тонкими прослоями известняка с отпечатками и перекристаллизованными ядрами фауны <i>Spirifer</i> sp.	Прослои в сланцеватом мергеле, залегающем среди каменной соли	Породы пропитаны жидкой нефтью по трещинам, кавернам и плоскостям наслоения. Битуминозный сланец горит ярко коптящим пламенем
"	—	—	—	Известняки темные и темно-серые битуминозные с запахом H ₂ S с перекристаллизованными ядрами и обломками раковин <i>Spirifer</i> (?) sp.	Деформированные прослои и обломки в брекчии оливково-желтой глины в гипсоангидритной толще	Породы битуминозные; вытяжка битумов в бензине и сероуглероде; окраска пород нефтяная
г. Чернигов с. Мохначи	1 857,50	1 878,0	20,5	Глины, аргиллиты и алевролиты серые и темно-коричневые, местами пестроцветные с крупными жеодами и единичными вкрапленниками пирита, с обрывками обуглившихся остатков растений, а также отпечатками мелких раковин пелиципод из рода <i>Buchiola</i> (определения Б. В. Наливкина)	Пласты, залегающие под углом 15—25°	Породы битуминозные; вытяжка битумов в спирто-бензоле, хлороформе и скипидаре; окраска пород нефтяная. Органическая часть принадлежит к нефтяным битумам с большим количеством различных воскообразных и прочих битумов

г. Чернигов с. Мохначи	2 492,0	2 705,0	213,0	Сланцы, аргиллиты и глины серые, зеленовато-серые и коричнево-бурые, карбонатные, пиритизированные, с прослоями известняков, доломитов и ангидритов; встречаются <i>Ostracoda</i> и неопределимые остатки растений	Пласты, залегающие под углом 10—25°, встречаются агломераты и тектонические брекчии	На отдельных интервалах породы битуминозные; вытяжка битумов в бензине, спиртобензоле и хлороформе; окраска пород нефтяная. Органическая часть принадлежит к нефтяным битумам с большой примесью различных воскообразных и прочих битумов
Северо-западная окраина Донбасса, с. Адамовка	—	—	—	Мергели, глины и известняки светлые и темно-серые, местами почти черные, карбонатные, вверху гипсоносные, брекчиевидные, с прослоями известняков с фауной: <i>Spirifer (Throdossia) evlanensis</i> N a l., <i>Sp. katavensis</i> N a l., <i>Sp. katavensis</i> var. <i>uchtensis</i> N a l. (определения Д. П. Назаренко)	Деформированные пласты, глыбы и обломки в брекчиевидных мергелях и глинах	На отдельных интервалах породы битуминозные, местами сероводородные; вытяжка битумов в хлороформе и сероуглероде; окраска пород нефтяная
Северо-западная окраина Донбасса. Балка Орлова	—	—	—	Сланцы, аргиллиты, глины и известняки серые, буровато-серые и темные, карбонатные, брекчиевидные с прослоями и обломками известняков с фауной: <i>Spirifer</i> ex gr. <i>anosofi</i> Vern., <i>Sp.</i> ex gr. <i>verneuli</i> Murch. (определения Д. В. Наливкина и Ц. Н. Питковской)	Деформированные прослои, глыбы и обломки	Сланцы, мергели и известняки, битуминозные

делить: *Spirifer* ex gr. *anossoft* Vern., Sp. (*Theodosia*) *tanaicus* Na l., Sp. (*Theodosia*) *evlanensis* Na l., Sp. sp. и др.

По данным Д. П. Назаренко (1939, 1940) и Ц. Н. Питковской (1940) аналогичный состав плеченогих встречен и на территории северо-западных окраин Донбасса, в с. Адамовке Славянского района и в балке Орловой (окрестности Петровского купола). В известняках и мергелях девонских брекчий указанных пунктов обнаружены *Spirifer* ex gr. *anossoft* Vern., Sp. (*Theodosia*) *evlansis* Na l., Sp. (*Theodosia*) *katavensis* Na l., Sp. (*Th.*) *katavensis* var. *uchtensis* Na l.

В Исачках в основной массе породы и на поверхности раковин брахиопод встречаются *Spirorbis* cf. *omphaloides* Goldf., свойственные преимущественно темно-бурным битуминозным разностям известняков.

В ракушечных известняках из обнажений Исачек встречаются пелециподы (Куцыба и Шульга, 1938; Куцыба, 1937, 1938, 1939, 1954): *Arca elytra* Venjuc., A. sp., *Cucullella* sp., *Mytilarca uncinata* (Eichw.), *Myalina* sp. (?) и др., а также множество мелких гастропод, не определенных из-за плохой сохранности. По количеству экземпляров преобладают виды *Spirifer* (*Theodosia*) *evlanensis* Na l., и Sp. (*Th.*) *tanaicus* Na l.; остальные же формы встречаются редко; их ядра или отдельные створки деформированы, что в значительной мере затрудняет определение.

Перечисленный комплекс брахиопод и пелеципод с несомненностью указывает на франский возраст пород. По видовому составу изученной фауны в разрезе франского яруса Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса можно выделить воронежские и евлановские слои. Руководящими формами для первых будут *Spirifer* (*Theodosia*) *tanaicus* Na l. и *Arca elytra* Venjuc., а для вторых — мелкие *Spirifer* (*Theodosia*) *evlanensis* Na l. совместно с *Mytilarca uncinata* (Eichw.).

Для Исачковского и Славянского разрезов характерно относительно большое количество экземпляров, но бедность видами, что является признаком неблагоприятных для их развития фациальных условий. В Роменских же разрезах девонская фауна представлена единичными экземплярами.

Среди пород брекчий в зоне смятия Исачек встречаются, главным образом, обломки и небольшие глыбы карбонатных пород (карбонатных песчаников и песчанистых известняков), сравнительно бедно охарактеризованных остатками ископаемых рыб. Цвет этих пород благодаря присутствию большого количества водных окислов железа варьирует от светлого-серого и желтоватого с ржавыми пятнами до темно-бурого.

В юго-западной части старой каменоломни Исачковского холма, в урочище Маляриха эти породы представлены разностями, которые по своим структурным и минералогическим особенностям стоят ближе к известковым песчаникам, тогда как в обнажениях и горных выработках против с. Гречище (район Селянского карьера) они представляют собой сливные разности песчанистых известняков. Здесь встречаются обломки наружного скелета панцирных рыб, среди которых определены *Asterolepis* sp. Видовые определения остатков панцирных рыб еще не сделаны, тем не менее они представляют ценную находку, так как рыбы из рода *Asterolepis*, являются характерными для среднего (Донбасс, Ленинградская обл., Эстонская и Латвийская ССР) и верхнего (Северный Тиман, Эстонская и Латвийская ССР) девона Советского Союза.

Основные выводы, которые можно сделать по стратиграфии девонских образований Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных

окраин Донбасса на основании приведенных выше данных и сопоставлении с данными по соседним районам, сводятся к следующему.

1. Встреченные на территории Исачковского, Роменского, Славянского и Петровского районов известняки, мергели, глины и песчаники с фауной *Spirifer (Theodossia) tanaicus* N a l., *Sp. katavensis* var. *uchtenensis* N a l., *Sp. ex gr. anosoft* V e r n., *Sp. sp., Mytilarca unctinata* (E i c h w.), *Arca elatra* V e n j u c., *Cucullella* sp., *Arca* sp., *Spirorbis* cf. *omphaloides* G o l d f. по возрасту принадлежат к верхнему девону. Правда, небольшое количество геологических и палеонтологических данных по девону Днепровско-Донецкой впадины еще не дает возможности производить широкое сравнение отложений впадины с разрезами граничащих с ней районов, однако общий состав фауны дает полное основание сопоставлять содержащие ее породы с отложениями франского яруса центральных и восточных областей Русской платформы. В соответствии с видовым составом изученной фауны пока представляется возможным выделять здесь породы, принадлежащие к воронежским и евлановским слоям. Руководящей формой для воронежских слоев является *Spirifer (Theodossia) tanaicus* N a l., совместно с *Arca elytra* V e n j u c., а для евлановских — мелкие *Spirifer (Theodossia) evlanensis* N a l. и *Mytilarca unctinata* (E i c h w.).

Наличие мощных пачек битуминозных горючих сланцев, известняков и глин среди осадков нижней части франского яруса купольных структур Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса указывает на возможное распространение здесь аналогов доманиковой свиты (семилукские слои) восточных областей Русской платформы. К такому заключению можно придти, изучая литолого-фациальные особенности и стратиграфическое положение этих пород в разрезе. Следовательно, среди отложений франского яруса можно выделить семилукские, воронежские и евлановские слои. Аналогов щигровских, петинских и ливенских слоев пока не установлено. По характеру фауны и литологическому составу глинисто-аргиллитно-сланцевой и карбонатной фаций этих слоев они могут быть сопоставлены с одновозрастными отложениями центральных и, частично, восточных областей Русской платформы, несмотря на большое развитие в них галогенных образований и меньшей доломитизации.

Возраст карбонатных песчаников и песчанистых известняков с *Asterolepis* sp. предварительно определяется как D₂—D₃.

Все изученные представители фауны брахиопод и пелеципод принадлежат к типично морским формам, свидетельствующим о распространении открытого моря на территории Днепровско-Донецкой впадины, Донбасса и Припятского прогиба в франском веке.

2. Наличие осадков фаменского яруса в украинской части Днепровско-Донецкой впадины палеонтологическими данными еще не подтверждено. Причисление к фаменскому ярусу осадочной и осадочно-эффузивной толщ, вскрытых Черниговской опорной скважиной в с. Мохначах, сделано на основании общегеологических и литолого-фациальных данных, а также сравнения с аналогичными толщами смежных районов. По этим же соображениям к фаменскому ярусу причислены и верхние части пестроцветной глинисто-сланцево-алевритовой и песчаниковой толщ, вскрытых скважинами Ромен, Исачек, Михайловки, Зачепиловки и нижняя часть разреза Колайдинцев. Самую верхнюю часть разреза фаменского яруса составляют михайловские глинисто-сланцевые и песчаниково-алевролитовые пестроцветные породы, перекрытые нижнетурнейскими слоями. Граница между фаменскими и нижнетурнейскими осадками характеризуется наличием размывов и довольно четких угловых и скрытых несогласий.

Колайдинские темно-буро-сероцветные осадки представляют собой иную фациальную разновидность того же фаменского яруса.

3. Изложенные выше геологические и палеонтологические данные служат в настоящее время основанием по возрасту относить галогенную формацию Днепровско-Донецкой впадины (гипсы, ангидриты, каменная соль) к образованиям франского и фаменского ярусов верхнего девона. Основные скопления галогенных осадков приурочены к отложениям франского яруса, в пределах верхней части щигровских и нижней—воронежских слоев. Толща битуминозных гарючих сланцев, известняков и глин, условно причисляемая нами к семилукским слоям, разделяет галогенную формацию на две: нижнюю галитовую и верхнюю галитово-ангидритово-гипсовую.

Время формирования самой верхней мергельно-аргиллито-хемогенной (гипсы, ангидриты, галиты, галопелиты) толщи, залегающей выше палеонтологически охарактеризованных пород евлановских слоев, захватывает и начало фаменского века. В низах этой толщи встречаются мало мощные прослой и пропластки галопелита, а также включения крупнокристаллических зерен и прожилков галита. Причем, в составе галопелитовых пород главную роль играют хемогенные компоненты, что указывает на их связывающую роль между глинисто-гипсо-мергельными и галитовыми соляными породами. Последние приурочиваются к разрезу нижней половины характеризваемой толщи. Все это дает основание надеяться на выявление в разрезе Днепровско-Донецкой впадины, а именно в нижней части фаменского яруса (елецкие и задонские слои) и в верхних горизонтах верхнефранского подъяруса (ливенские слои) мощных соляных залежей. На сводах известных в настоящее время соляных структур эти залежи, по-видимому, размыты в более позднее время, равно как размыты хемогенные образования средней части фаменского яруса.

В настоящее время нет еще оснований отрицать присутствие здесь и более древних соленосных пород. Общегеологические и литолого-фациальные данные указывают на возможное выявление в центральных и восточных районах впадины, а также на окраинах и в Центральном Донбассе и в Сталинградском Поволжье соленосной толщи, подошва которой может по возрасту относиться к нижней части живетского яруса среднего девона (наровским и мосоловским слоям). Это возможно и для районов Припятского прогиба, составляющего северо-западное продолжение Днепровско-Донецкой впадины.

4. Девонские гипсо-соленосные породы, образующие купольные структуры в Днепровско-Донецкой впадине, широко распространены по всей ее территории, включая белорусскую часть, западные и северные окраины и, очевидно, центральную зону Донбасса. Об этом определенно свидетельствует присутствие в разрезе верхнего девона Славянской, Петровской, Алексеевской, Беляевской, Медведовской, Исачковской, Роменской, Наровлянской и Старобинской солянокупольных структур литологически сходных карбонатных осадков—известняков и глин с однотипной морской фауной, в различных сочетаниях переслаивающихся с пачками мергелей и аргиллитов. Среди ископаемых остатков известняков и глин, слагающих зону тектонических брекчий Славянского и Петровского куполов, изобилуют *Spirifer ex gr. anosofti Ver n., Sp. (Theodosia) evlanensis* N a l., *Sp. (Th.) katavensis* N a l., *Sp. (Th.) katavensis var. uchtensis* N a l. (определения Д. П. Назаренко и Д. В. Наливкина). Состав брекчий девонских пород и фауны Славянского и Петровского куполов, так же как и условия появления их на поверхности, почти такие же, как и для Исачковского и Роменского куполов. Все это с определенностью указывает на присутствие в Донбассе морских осадков франского яруса,

залегающих выше верхнедевонской соленосной толщи. Такое заключение подтверждается и последними данными глубокого бурения. Ряд скважин, пробуренных на северо-западных окраинах Донбасса (Алексеевка, Беляевка и др.) уже вскрыли девонскую соль, залегающую в ядрах солянокупольных структур.

Аналоги доломито-ангидрито-гипсо-соленосных толщ Днепровско-Донецкой впадины встречаются и среди осадков девона Сталинградского Поволжья (скважины Арчеды, Жирнова, Бахметьева, Ументова). Здесь мергельно-известняковые и глинисто-доломито-ангидритные осадки приурочены также к разрезу франского и нижней половины фаменского ярусов, в границах верхов шигровских и основания семилукских, петинских, воронежско-евлановских и ливенско-елецких слоев. Есть основания ожидать большую мощность нефтеносного и, быть может, соленосного девона в районах Сталинградского Поволжья, Доно-Медведицкого вала и Прикаспийской впадины.

5. Девон белорусской части Днепровско-Донецкой впадины представлен живетским, франским и фаменским ярусами. Наличие осадков живетского яруса в западных районах устанавливается на основании общегеологических и литолого-фациальных признаков, а также по данным спорово-пыльцевого анализа; для юго-восточных районов, кроме того, наличие их подтверждается находками остатков двоякодышащих рыб *Dipteris* sp. и брахиопод *Lingula bicornata* Kut. Эти находки брахиопод рыб позволяют сопоставить данную часть разреза с наровлянскими слоями Главного девонского поля. Вышележащая 130—250-метровая толща аргиллито-глинисто-карбонатных и алевролитовых пород отвечает старооскольским слоям центральных областей Русской платформы.

Отложения верхнего девона развиты на рассматриваемой территории повсеместно и представлены морскими, лагунно-морскими и, частично, континентальными фациями. Характерной их особенностью является присутствие ценных полезных ископаемых: нефти, горючих газов и галитово-сильвинитовых соляных пород.

В скважинах Наровлянского, Житковичского и Старобинского районов породы франского яруса содержат обильную и разнообразную фауну брахиопод, относящихся к видам: *Atrypa velikaya* Nal., *A. tenuisulcata* Venjuk., *A. koloschka* Nal., *A. uralica* Nal., *A. blifidaeiformis* Tschern., *A. semiluctana* Ljasch., *Lamellispirifer* cf. *novosibiricus* Toll., *Camarotoechia* ex gr. *aldoga* Nal., *C.* ex gr. *bifera* Phill., *Cyrtospirifer* cf. *disjunctus* Sow., *C.* cf. *schelonica* Nal., *C. subradisjunctus* Obr., *Lingula subparallela* Sand., *Lingula* sp., *Hypothyridina schelonica* Nal., *Pugnax voroni* Nal., *Anathyris svinordensis* Nal., *Adolfia* sp., *Spirifer* (Th.) *svinordensis* Nal., *Sp.* (Th.) *tanatcus* Nal., *Sp.* (Th.) *evlanensis* Nal., *Sp.* (Th.) *uchtenensis* Nal., *Sp.* (Th.) *livnensis* Nal. (обработка и определения А. В. Фурсенко, М. Т. Ковхута, А. К. Крыловой, А. И. Ляшенко). Кроме того, в низах франского яруса в Наровле встречены многочисленные остатки панцирных рыб *Asterolepis radiata* Rohp. (определение Д. В. Обручева) и листоногих — *Estheria vulgaris* Lutk. (определение А. В. Фурсенко) в тонкодисперсных глинах Старобина. Этот комплекс палеонтологических остатков дал основание выделить в разрезе франского яруса ниже- и верхнешигровские, семилукские, петинские (?), воронежские, евлановские и ливенские слои.

В известково-мергельных породах подсолевой толщи Старобинского района А. В. Фурсенко и А. К. Крыловой определены *Cyrtospirifer archiaci* Vegn., *Camarotoechia cernosemica* Nal., *Productella herminae* Fresch., на основании которых выделяются задонские и данково-лебедянские слои фаменского яруса.

Фаменский возраст осадков надсолевого девона устанавливается на основании находок остатков археоптерисовой флоры (Корневская скважина), относящейся к *Archaeopteris aff. archaetypus* Schmalh. (определение Е. О. Новик). Этот вид является характерным для осадков фаменского яруса Донецкого бассейна.

Буровые скважины Южной Белоруссии вскрыли галогенную формуцию верхнего девона в виде карбонатной, песчаниково-глинисто-аргиллитовой и соленосной фаций, залегающих в глубокой депрессии на несколько сот метров ниже уровня моря, под осадками нижнего карбона (визейского и, очевидно, турнейского ярусов). Соленосные отложения представлены галитовыми, галито-карналлитовыми и сильвинитовыми породами, в различном сочетании переслаивающимися с аргиллитами, глинами и мергелями.

Вся галогенная формация северо-западного продолжения впадины делится нами на три толщи: верхнюю (галитовую), среднюю (сильвиногалитовую) и нижнюю (галитовую). Наибольший интерес для народного хозяйства представляет вторая толща и, по-видимому, нижняя часть первой, выявленные и частично разведанные в западных и северных районах. Эти толщи (первая и вторая) на территории белорусской части Днепровско-Донецкой впадины встречаются не везде.

Соленосные отложения верхних толщ северо-западного продолжения Днепровско-Донецкой впадины стратиграфически приурочены к франскому и фаменскому ярусам, в пределах верхней части евлановских — нижней половины данково-лебедевских слоев. В их кровле залегают глинисто-мергельно-доломитовая (Старобинский район) или аргиллитово-известняково-песчаниковая, часто брекчиевидная толщи сероцветных и красно-бурозероцветных пород надсолевого фамена (Наровлянский, Ельский, Копаткевичский, Казанский, Корневский районы — мощность около 150—550 м). Подстилаются соленосные породы верхнефаменскими фаунистически охарактеризованными мергельно-доломитово-ангидритными или верхнефранскими — евланскими мергельно-известняково-глинистыми породами. При этом подошва соленосной формации имеет более высокое стратиграфическое положение в западных районах (г. Старобин и др.), нежели в восточных и юго-восточных (гг. Ельск, Казанск, сс. Наровля, Копаткевичи и др.). Мощность соленосных отложений в указанных выше стратиграфических границах изменяется от 260 до 2100 м. Разделяются соляные породы горизонтом карбонатно-глинистых и ангидритно-доломитовых, местами брекчиевидных пород мощностью около 70—110 м, содержащих, как показали данные разведочного бурения в Наровле, фауну нижнефаменского возраста (законские слои). Таким образом, накопление верхней соленосной толщи происходило в фаменский век, а средней — в конце франского и, по-видимому, в начале фаменского времени (ливенские слои). По данным скважин, вскрывших породы Ельской, Копаткевичской и, частично, Наровлянской структур, ниже идут галогенные и глинисто-аргиллитово-мергельные осадки верхнефранской соленосной толщи, стратиграфическое положение подошвы которой остается пока не установленным. Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют предполагать, что подошва соленосных пород в восточно-юго-восточном направлении к украинской части Днепровско-Донецкой впадины опускается. Вскрытая скважинами мощность этой толщи в районах, нарушенных солью структур составляет около 230 м.

По характеру фауны и литологическим признакам девонские отложения Южной Белоруссии имеют много сходных черт с аналогичными отложениями центральных, восточных и северо-западных областей Русской платформы. Аналоги первых мы находим в верхней части разреза девона

(D^1_3 — D^2_3), а вторых — в нижней. Факт распространения однотипной фауны брахиопод на северо-западных окраинах Донбасса и в Припятском прогибе указывает на связь верхнедевонского морского бассейна Белоруссии и Донбасса, осуществлявшуюся через Днепровско-Донецкую впадину.

6. Накопившиеся за последние годы геологические данные приводят нас к мнению о наличии глубоко погруженных девонских отложений на больших пространствах Украины как в пределах Днепровско-Донецкой впадины, так и на территории граничащих с ней регионов. Девонские образования открытого моря, лагунно-морские и континентальные, заполняют наиболее погруженные пространства впадины в пределах зон южных и северных нарушений восточно-юго-восточного и западно-северо-западного направлений. Они заполняют всю срединную часть впадины, распространяются к востоку от нее в пределы всего Донбасса, к Сталинграду, в район Доно-Медведицкого вала и в Прикаспийскую впадину, а также на запад, через Бобровицкие и Черниговские аномалии к сс. Шатилкам, Давыдовке, Кореням, Наровле, Копаткевичам и г. Старобину в бассейне рр. Припять—Случь—Цна и, по-видимому, продолжатся дальше на северо-запад и юго-запад в пределы Белорусско-Польской и Галицко-Волынской впадин.

Прогибы, соединяющие Днепровско-Донецкую и Белорусско-Польскую впадины, располагаются, по-видимому, к югу и к северу от Лунинецкого выступа кристаллического фундамента по линии Копаткевичи — Петриков — Туров — Давид — Городок с одной стороны, и Копаткевичи — Красная Слобода, Клецк — с другой. Связь с девоном центральных и восточных областей Русской платформы проходит через прогибы, окаймляющие Курско-Воронежский кристаллический массив с юго-востока и северо-запада.

7. Изучение горных пород, слагающих Днепровско-Донецкую впадину и граничащие с ней регионы, показывает, что прогибание ее началось в нижнем палеозое и непрерывно, хотя и неравномерно продолжалось в течение ряда геологических периодов вплоть до настоящего времени. Додевонские осадки (кембрий и, возможно, силур) могут присутствовать не только в самой глубокой части Днепровско-Донецкой впадины, но и на территории западно-северо-западных и восточных окраин, а также в центральной зоне Донбасса. Отсюда они, вероятно, через Сталинградский район, распространяются в пределы Доно-Медведицкого вала и Прикаспийской впадины.

8. Фактический материал по изверженным и контактирующим с ними осадочным породам позволил уточнить возраст вулканитов солянокупольных структур в районах Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса и отвергнуть значительную часть взглядов исследователей в части происхождения и условий распространения этих образований.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины вулканогенные образования были известны только по естественным выходам в Исачках. В последние годы эти породы констатированы многими скважинами в области распространения солянокупольных структур в Исачках, Яцинах, Бубнах, Логовиках, Поздняках, Каплицах, в районе Ромодана, Гасенки, Лейково, Полтавы, Синевки, Ромен, Дмитриевки, в Мохначах около Чернигова, а также в окрестностях Медведовки, Беляевки, Адамовки и Корульки. Везде они представлены в основном диабазами, базальтами, диабазобазальтами, реже порфиритами и трахидолеритами, а также туффитами, туфами и туфобрекчиями. Результаты изучения палеонтологических остатков из отложений, в которых встречаются вулканогенные породы,

а также условия их залегания и распространения в ряде солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и на территории Черниговской аномальной зоны свидетельствуют о том, что эффузивные породы появляются в самом конце франского века (верхи ливенских слоев и граница между задонскими и ливенскими слоями), а в основном в фаменский век. Формирование вулканитов солянокупольных структур, по-видимому, несколько предшествовало образованию осадочно-эффузивной толщи Черниговской аномальной зоны (опорная скважина в Мохначах) и Южного Донбасса. Этим, однако, не исключается возможность выявления на территории Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса в девоне и более ранних интрузивно-эффузивных образований, связанных с первыми вулканическими проявлениями в нижнепалеозойских тектонических очагах.

В истории развития впадины вулканическая деятельность соответствует переломному этапу, предшествовавшему общему прогибанию области и опусканию ее под уровень моря; причем во время вулканической деятельности преобладали восходящие колебания, периодически заменяющиеся движениями обратного направления. Вулканические процессы развивались несколькими этапами в течение верхнефранского времени и в фаменский век. Вулканические очаги приурочены к зонам нарушений Днепровско-Донецкой впадины. По региональным глубоким разломам и трещинам этих зон происходило поднятие магматических масс, формировавшихся в виде небольших покровов и, возможно, даек и междупластовых интрузий. Вулканогенные процессы в верхнем девоне и в конце его имели широкое распространение на территории Днепровско-Донецкой впадины и в Донбассе.

9. Распространение и условия залегания нормальных девонских отложений во впадине остаются неизученными, так как девон вскрыт преимущественно в нарушенных зонах солянокупольных структур диапирового типа. В то же время данные анализа фациальных особенностей, условия залегания нефтяных и газовых скоплений, а также характер распределения признаков нефтеносности палеозоя и, в частности, девона, позволяют предполагать существование в девоне нефтяных свит (толщ) с наличием хороших коллекторов нефти, особенно в центральной части Днепровско-Донецкой впадины (область, ограниченная зонами южных и северных нарушений), где мощность девонских отложений должна быть значительной. Изложенные выше фактические данные не исключают также возможности выявления в срединной части впадины и Донбасса более древних палеозойских образований, в частности кембрийских и, возможно, силурийских, которые здесь также могут оказаться соленосными и нефтеносными.

Миграция снизу и образование вторичных скоплений нефти в зоне брекчий и в самых соленосных породах нарушенных зон, а также на крыльях и периклинальных погружениях структур вряд ли могут вызывать сомнения. Приведенные выше данные показывают, что миграция жидких и газообразных битумов в такого рода структурах идет за счет нефтегазоносных горизонтов, залегающих главным образом под соленосными формами. Имеющиеся в настоящее время сведения позволяют выделить в девоне три первичных нефтеносных комплекса, приуроченных к надсолевой, внутрисолевой и подсолевой толщам; из них два верхних соответствуют франскому ярусу верхнего девона, а нижний — своим основанием опускается, как видно, в средний девон. В белорусской части Днепровско-Донецкой впадины в этом отношении представляют интерес и осадки фаменского яруса верхнего девона. В украинской же части впадины разрез этого яруса еще недостаточно изучен.

Довольно постоянные, хотя и небольшие притоки нефти и газов и обильные нефтебитумопроявления в осадках девона доказывают, что промышленная нефтеносность этих образований в Днепровско-Донецкой впадине весьма вероятна. Среди девонских пород здесь, безусловно, имеются хорошие коллекторы в виде ракушечных, кавернозных и песчаных известняков, доломитов, песчаников и песков, а характер строения впадины позволяет рассчитывать на наличие в девоне благоприятных геоструктурных условий, при которых могли формироваться высокодебитные залежи нефти. Не исключена также возможность выявления как соленосного, так и нефтеносного девона в западных, северных, северо-восточных и центральных районах Донбасса.

Изучение нефтеносности и газоносности осадков девона Днепровско-Донецкой впадины, а также окраинных и центральной зон Донбасса имеет огромное практическое и теоретическое значение. Это даст возможность значительно расширить фонды нефтяных и газовых площадей как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, выходящих далеко за границы нефтеносных площадей, на которых ведутся разведочные работы в настоящее время.

10. Широкое развитие лагунных и прибрежных фаций девона Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса обусловило большое распространение солей, гипсов и ангидритов, а также связанных с ними рассолов и минеральных вод высокой концентрации.

Как показывают результаты исследований, недра этих регионов содержат мощные залежи превосходной по своим физико-химическим и техническим качествам поваренной соли. Запасы ее только в трех наиболее изученных куполах (Роменском, Исачковском, Дмитриевском) определяются десятками миллиардов тонн. В действительности запасы соли во много раз больше, так как известны многочисленные структуры, запасы которых совершенно не определялись. Кроме того, благоприятные условия залегания этого полезного ископаемого, обнаруживающегося вблизи дневной поверхности, выгодность географического размещения по отношению к рынкам сбыта и его физико-химические свойства, отвечающие установленным техническим стандартам промышленного и индивидуального потребления, позволяют рекомендовать соляные месторождения южной и северной групп структур, как объекты для развития местной и республиканской соледобывающей промышленности.

Перспективы промышленного освоения соленосных формаций Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса не ограничиваются использованием только каменной соли. Общегеологические предпосылки и данные химических анализов дают возможность допускать наличие среди соленосных толщ также и сильвинитовых, сильвино-галитовых, карналлитовых и боратоносных пород. Эти породы могут быть обнаружены на территории отдельных блоков указанных выше регионов, а также в краевых зонах Днепровско-Донецкой впадины и в районах сочленения ее с Черниговской аномальной зоной, на западных и юго-западных склонах Воронежского кристаллического массива, в Припятском прогибе и окраинах Донбасса. Заслуживает внимания также и изучение девонских рассолов и минеральных вод, которые могут оказаться промышленными. С кепроками соляных структур связаны месторождения гипсов, ангидритов, известняков, диабазо-базальтовых пород и других полезных ископаемых.

Для проведения первых поисково-разведочных скважин на сильвинитовые, сильвино-галитовые и карналлитовые соляные породы может быть выделена зона солянокупольных структур, расположенная по линии: с. Абазовка — Лиман Второй — с. Чернухи — с. Прилуки — с. Ичня —

с. Березна — с. Городня с одной стороны и г. Кобеляки — с. Федоровка — г. Хорол — г. Пирятин — с. Рудовка — с. Кобыжча — с. Ольшанка — с. Слобино с другой, а также районы соединения Припятского прогиба и Украинской части Днепровско-Донецкой впадины, с Черниговской палеозойской структурой и склонами кристаллических массивов.

Девонские отложения Волыно-Подольской плиты

Отложения девонской системы на Волыно-Подольской плите представлены нижним, средним и верхним отделами. Выходы на дневную поверхность отложений девона известны в Подолии (бассейн р. Днестра). Изолированный выход девона известен также на Волыни, в районе с. Пелчи Ровенской области. Отложения нижнего отдела девона обнажаются по берегам р. Днестра на пространстве от г. Залещики на востоке до г. Нижнева на западе, а также по левым притокам Днестра — рр. Серет, Стрыпа, Коропец, Гнезна и Золотая Липа. Северная граница выходов девона на поверхность в Подолии проходит по широте г. Тернополя.

Средний девон выступает в обнажениях на отдельных участках по р. Золотой Липе. В районе с. Пелчи обнажаются породы нижнего и среднего девона. Верхний отдел девона известен только по скважинам в пределах Волыни.

Впервые наличие девонских отложений в Приднестровье было установлено Я. Пушем в 1830 г. Позднее Лиль-де-Лиленбах (1833) среди палеозойских отложений Подолии выделил древние красные песчаники, сопоставив их с древним красным песчаником Англии. Представление о девонском возрасте красной песчаниковой толщи Приднестровья окончательно укоренилось в геологической литературе после работ Барбот-де-Марни (1867а). Дальнейшее изучение девона Волыно-Подольской плиты относится ко времени составления геологического атласа Галиции, предпринятого Польской академией наук в Кракове во второй половине XIX в. С этой работой связаны имена таких исследователей, как А. Альт и Беняш (1877, 1887), В. Тейссейр (1900а, 1900б), М. Ломницкий (1901).

Среди работ более позднего периода, посвященных изучению девона Подолии, особое место занимают исследования Я. Семирадского (1906а, 1906б, 1922) и работы В. Зыха (W. Zych, 1926, 1927, 1928, 1930). На Волыни изучением девона занимались В. Д. Ласкарев, Я. Самсонович, А. Келюс и др. В. Д. Ласкарев (1914а) впервые указал на наличие в районе с. Пелчи дислоцированных отложений среднего и нижнего девона. Он же впервые привел списки фауны из отложений среднего девона в бассейне р. Золотая Липа. Позже А. Келюс (1939) описал из девонских слоев района с. Пелчи фауну брахиопод и кораллов среднедевонского возраста.

О наличии на Волыни отложений верхнего девона имеется указание Я. Самсоновича (1930), согласно которому отложения этого отдела были вскрыты скважиной в районе с. Несвичи Волинской области. Этим и исчерпываются основные работы по девону Волыно-Подолии, выполненные до 1939 г.

Особенно широко развернулись работы по изучению девона Волыно-Подолии после окончания Великой Отечественной войны в связи с поисками различных видов полезных ископаемых.

На Волыни девонские отложения вскрыты многочисленными колонковыми и одной опорной скважиной в районе г. Олеско, к западу от

г. Буска (Львовская обл.), в районе с. Пелчи, а также между гг. Ковель и Луцк и к западу от г. Луцка. Ниже приводится характеристика девона отдельно для Подолии (Приднестровья) и для Вольны.

На Подолии девонские отложения обнажаются по берегам р. Днестра и его левым притокам, где они представлены нижним и средним отделами.

Нижнедевонские отложения обнажаются в долине р. Днестра на пространстве от г. Залецки на востоке до г. Нижнева на западе. Залегают нижний девон на верхнем силуре. Между верхнесилурийскими слоями и нижним девоном по последним данным Г. Х. Дикенштейна (1953б) имеется перерыв. Н. А. Грибова расчленила нижний девон Приднестровья на две свиты: городницкую (нижнюю) и барышскую (верхнюю).

Городницкая свита представлена кирпично-красными, реже зелеными аргиллитами с прослоями и пачками песчаников бордово-красного с зелеными пятнами, серо-зеленого и серого цвета. В ее составе Н. А. Грибовой выделено 6 пачек (снизу вверх).

1. Красноцветные аргиллиты с прослоями песчаников	3—4 м
2. Красноцветные песчаники с редкими прослоями аргиллитов, содержащие многочисленные остатки рыб	6—10 „
3. Красноцветные аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников	28 „
4. Красноцветные песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами, содержащими остатки <i>Weigeltaspis</i> cf. <i>acta</i> Brotzen, <i>Brachipteraspis</i> cf. <i>heinti</i> Brotz., <i>Pteraspis</i> cf. <i>lerichia</i> Zuch. ¹	18 „
5. Пестроцветные песчаники, местами медистые, с тонкими, редкими прослоями аргиллитов красного и темно-зеленого цвета	15—20 „
6. Красноцветные, реже пестроцветные песчаники, с прослоями аргиллитов и алевролитов, с многочисленными остатками <i>Weigeltaspis</i> cf. <i>acta</i> Brotz., <i>Brachipteraspis</i> cf. <i>heinti</i> Brotz., <i>Pteraspis</i> cf. <i>lerichia</i> Zuch., <i>Pt. brotzeni</i> White, <i>Pt. elongata</i> Zuch.	120—140 „
Мощность городницкой свиты равна 210—250 м	

Барышская свита залегает на городницкой и перекрывается отложениями среднего девона. Представлена данная свита преимущественно песчаниками, часто кварцитовидными, ожелезненными, местами косо-слоистыми, серыми, зеленовато-серыми и коричневыми, с прослоями пестроцветных алевролитов и аргиллитов.

Барышская свита расчленена Н. А. Грибовой на 11 пачек (снизу вверх).

1. Пестроцветные, часто серые песчаники с линзами аргиллитов и алевролитов красного и зеленого цвета	10—12 м
2. Красноцветные аргиллиты, чередующиеся с песчаниками, с редкими остатками рыб	25—30 „
3. Песчаники серо-зеленые и коричневые с прослоями темно-зеленых аргиллитов, с растительными остатками и с <i>Pteraspis</i> cf. <i>elongata</i> Zuch.	30—40 „
4. Красноцветные аргиллиты и алевролиты с частыми прослоями песчаников; изредка встречаются остатки рыб	20—27 „
5. Пестроцветные песчаники, с редкими остатками рыб, переслаивающиеся с красноцветными аргиллитами и алевролитами	13—16 „
6. Песчаники серые и зеленовато-серые с редкими выклинивающимися прослоями зеленых аргиллитов	4—6 „
7. Пестроцветные песчаники, чередующиеся с аргиллитами	24—26 „
8. Красноцветные аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями песчаников	25—28 „
9. Песчаники серые, зеленые и коричневые, с тонкими прослоями аргиллитов того же цвета	10—12 „

¹ Определения рыб в разрезах городницкой и барышской свит выполнены Д. В. Обручевым.

10. Красноцветные аргиллиты, с подчиненными прослоями песчаников	20—22 „
11. Песчаники серые и коричневые, с тонкими прослоями темно-серых аргиллитов с растительными остатками; видимая мощность	13 „
Видимая мощность барышской свиты 170—190 м.	

Суммарная мощность нижнего девона Приднестровья, по данным Н. А. Грибовой, равна 380—450 м.

Вышеописанные нижнедевонские терригенные образования Подолии В. Зых (1927) на основании определения остатков рыб отнес к жединскому ярусу и нижней, большей, части кобленцкого яруса.

Исследованиями Н. А. Грибовой, Н. А. Диденко, В. П. Свердленко и других, представление В. Зыха (1927) о том, что в направлении с запада на восток лагунно-континентальные образования нижнего девона замещаются морскими отложениями, не подтвердились. По всем данным за нижнедевонские морские образования В. Зыхом были приняты отложения верхов силура, выступающие на подмеловую поверхность к востоку от выходов нижнего девона.

Средний девон встречен в обнажениях в бассейне р. Золотая Липа. Представлен он темными, почти черными битуминозными, в нижней части песчанистыми известняками, а также серыми и желтыми, плотными мелкокристаллическими доломитами. В известняках здесь известны: *Stromatopora* sp., *Aulopora respens* Sch l., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Cyatophyllum* sp., *Atrypa desquamata* Sow., *A. reticularis* Lam.

В районе с. Завадовки, по данным В. Зыха (1927), наблюдается контакт нижнего девона с средним. Здесь непосредственно на разноцветных песчаниках нижнего девона залегает 30-метровая толща среднедевонских доломитов с *Amphipora ramosa* (Phill). Нижняя часть доломитов песчанистая.

По представлениям В. Зыха средний девон в данном пункте трансгрессивно залегает на песчаниках нижнего девона, однако трансгрессия эта, видимо, происходила до преобразования нижнедевонских песков в песчаники.

Верхняя часть среднего девона в изученных разрезах Приднестровья срезана юрской трансгрессией. Видимая мощность среднего девона в данном пункте равна 20—30 м.

На Волыни полный разрез девонских отложений вскрыла опорная скважина в районе г. Олеско, которая пересекала девонские осадки от их контакта с турнейскими отложениями карбона до контакта с верхним силуром на глубинах от 176—1176 м.

Ниже приводится сокращенное геологическое описание девонских пород в этой скважине, по данным А. В. Хижнякова.

Нижний девон (снизу вверх).

1. Песчаники красно-бурые, реже зеленовато-серые от тонко- до мелкозернистых, часто глинистые, плотные, с прослоями такого же цвета глины, а также глинистых и песчано-глинистых сланцев	61 м
2. Песчаники темно-серые, сверху переходят в такого же цвета песчано-глинистые сланцы	30 „
3. Песчаники красновато-бурые и зеленовато-серые, тонкозернистые, слюдястые, в нижней части местами косослоистые	30 „
4. Песчаники серовато-бурые, зеленовато-серые, реже красно-бурые или светло-серые, мелкозернистые, слюдястые, плотные с линзами и прослоями пестроцветной глины	45 „
5. Песчаники красно-бурые и серовато-зеленые или зеленоватые, мелкозернистые, слюдястые, местами глинистые, иногда косослоистые	100 „
6. Песчаники кирпично-красные, красно-бурые и серо-зеленоватые, слюдястые, мелкозернистые с тонкими прослойками сланца глинистого темно-серого и красно-бурого	45 „

В составе описанного разреза нижнего девона А. П. Быстровым определены: *Pteraspis rostrata* Z u s h., *Acanthodes* sp., *Psammosteus* sp., *Tremataspis* sp. и др.

Средний девон.

1. Сланцы глинистые темно-серые, с прослоями такого же цвета мелкозернистых песчаников и окремнелых доломитов 45 м
2. Песчаник светло-серый, слюдястый 2 „
3. Чередование доломитов и доломитизированных темно-серых известняков с зеленовато-серыми глинистыми сланцами и песчаниками. Преобладают доломиты, в верхней части сильно окремненные 93 „

Встречаются остатки *Atrypa ex gr. reticularis* Lam., *Estheria rotundula* Lutk., *Osteolepis macrolepidotus* и *Dipterus valensiennesia* (?).

Верхний девон.

1. Чередование серо-зеленоватых глинистых сланцев, темно-серых известняков и темно-серых песчаных доломитов 35 м
2. Известняки серые, кристаллические, песчаные, местами окремненные, с прослоями серо-зеленоватой глины. Вверху известняки переслаиваются с доломитом.

Встречаются многочисленные *Cyrtospirifer ex gr. verneuili* Murch., *Atrypa ex gr. reticularis* Lam., *Menerella cf. ostrovensis* Egor., *Euclodenella* (?) cf. *simplex* Glebovskaja, *Bairdia* sp. ind. 55 „

3. Темно-серые кристаллические доломиты, в нижней части песчаные, в средней части с прослоями гипса и в верхней — с прослоями глинистого сланца; местами доломиты битуминозные и кавернозные 195 „

4. Известняки серые и темно-серые, в верхней половине толщи часто с коричневатым оттенком, местами доломитизированные, битуминозные. В верхах имеются прослойки доломита и мелкозернистого песчаника. В средней части этой толщи встречены: *Camarotoechia* sp., *Cyrtospirifer ex gr. verneuili* Murch., *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Aparchites* (?) sp., *Neokloedenella zadonica* Egor., *Sargentina* aff. *asulcata* Cooreg. и др. В верхней части, в интервале 192—293 м встречены только остракоды: *Cavellina* sp., *Acratia cf. thichonovitschi* Egor., *Bairdia cf. eleziana* Egor., и др.—264 м.

Выше по разрезу следуют согласно залегающие отложения турнейского яруса карбона.

Общая мощность девона по описанному разрезу равна 1000 м; из них нижний девон составляет 311 м, средний девон — 140 м и верхний девон — 549 м.

Материалы описанной скважины пока еще находятся в обработке, ввиду чего не представляется возможным уточнить стратиграфию приведенного разреза девона, хотя по отдельным заключениям здесь отмечены аналоги нижнего девона (интервал 1176—865 м), эйфельского яруса (интервал 865—787 м), семилукских слоев Центрального девонского поля (интервал 660—646 м), задонских слоев (интервал 319—292 м) и елецких слоев (интервал 277—275 м).

К северу от г. Олеско, в районе с. Пелчи Ровенской области, девонские отложения выступают в обнажениях, а также вскрыты скважинами и шурфами. Описанию отложений этого участка, отличающегося нарушенным залеганием слоев девона, установленного здесь еще в конце прошлого века, посвящены работы многих исследователей. Девон представлен здесь отложениями нижнего и среднего отделов.

По данным Е. А. Левченко, нижний девон здесь залегает на верхнем силуре, содержащем многочисленных тентакулитов. Представлен нижний девон пестроцветными, главным образом красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами, мергелями и гипсами. Карбонатные породы и гипсы приурочены к верхней части разреза нижнего девона. Гипсы залегают в виде прослоев и маломощных линз среди загипсованных аргиллитов и алевролитов. Фауна в нижнем девоне не обнаружена.

Несколькими скважинами нижний девон в районе с. Пелчи вскрыт в полном объеме, от контакта с верхним силуром до контакта со сред-

ним девоном, содержащим многочисленную и разнообразную кораллово-брахиоподовую фауну. Мощность отложений нижнего девона в районе с. Пелчи колеблется в пределах от 12 до 113 м.

Средний девон в районе с. Пелчи согласно перекрывает нижний девон и состоит внизу из песчано-глинистой пачки пород, а в верхней, большей части из темно-серых плотных известняков, тонкозернистых серых и желтых доломитов, серых мергелей, серых и темно-серых плотных песчаников.

В нем А. Келюсом (1939) описаны брахиоподы и кораллы, среди которых значительное место занимают представители рода *Emanuella* (все новые виды), несколько новых вариантов *Atrypa reticularis* L., а также: *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Productella subaculeata* Murgsch., *Schizophoria striatula* Schl. var. *parvaepunctata* Kel., *Ptenophyllum* cf. *involutum* Wdk., *Glossophyllum* ex gr. *lateseptatum* Wdk., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Pachypora nicholsoni* (Frech.), *Aulopora* cf. *serpens* (Schloth.) и ряд новых видов из родов *Campophyllum*, *Leptinophyllum*, *Aulocistes* и один новый род — *Lytiophyllum*. По мнению А. Келюса, описанная им фауна свидетельствует о том, что среднедевонское море Волыни было неглубоким, спокойным, типично эпиконтинентальным. Оно совершенно не имело связи с морем области Келецко-Сандомирского кряжа и Западной Европы, но сообщалось с морем Центрального девонского поля; главные же связи имело с евразийским девонским бассейном. Последнее подтверждается сходством фауны, описанной им из среднего девона Волыни, с фауной Южного Китая.

В районе с. Пелчи средний девон перекрывается трансгрессивно залегающими на нем отложениями верхнего мела. Видимая мощность среднего девона в этом районе колеблется в пределах от 8 до 118 м.

Еще дальше к северу, в районе гг. Торчина и Луцка и на пространстве между гг. Луцком и Ковелем, скважинами частично вскрыты средне- и верхнедевонские отложения, представленные теми же фациями, что и в районе г. Олеско и с. Пелчи. На Волыньско-Брестском поднятии отложения девона отсутствуют. Относившиеся ранее к нижнему девону красноцветные песчаники, вскрытые под верхним мелом скважинами на ст. Маневичи и в г. Камень-Каширске Волынской обл., о чем имеются сведения в геологической литературе (Соболев, 1928 а, Суйковский, 1939), принадлежат, видимо, к толще древних донижнекембрийских образований (острожская серия). Описывавшиеся ранее как девонские терригенные пестроцветные образования бассейна р. Горыни, в районе г. Острога, сс. Шубкова, Тучина и др., по исследованиям Я. Самсоновича (1939 б), представляют собой отложения более древние, также относящиеся к острожской серии.

Сопоставление разрезов девона трех вышеохарактеризованных районов показывает, что на всем пространстве Волыно-Подольской плиты девонские отложения представлены близкими, а в некоторых частях и идентичными фациями. Так, нижний девон Приднестровья и района г. Олеско в фациальном отношении совершенно идентичен, представляя собой в основном лагунно-континентальные отложения.

Несколько отличный фациальный характер, по данным Е. А. Левченко, имеют отложения нижнего девона района с. Пелчи. Представленные в верхней части толщей записанных аргиллитов, алевролитов и чередующихся пластов доломитов и мергелей, отложения эти имеют ясно выраженный лагунный характер. Эта особенность верхней части нижнего девона района с. Пелчи скорее, видимо, объясняется неточностью в определении границ между нижним и средним девоном. Более

вероятным кажется принадлежность верхней доломитово-гипсоносной толщи к низам среднего девона.

Сопоставление мощностей девона Подолии и Волыни возможно только для нижнего отдела, поскольку только он полностью вскрыт на всем этом пространстве. Это сопоставление показывает, что мощность нижнего девона незначительно уменьшается в направлении с юга на север, от Приднестровья до района г. Олеско. В Приднестровье мощность его равна 380—450 м, а в районе г. Олеско полная его мощность равна 311 м. Значительно убывает мощность нижнего девона дальше к северу, достигая в районе с. Пелчи максимально 118 м. Убывание мощности нижнего девона отмечали и польские геологи (Суйковский, 1939), однако объяснения этот факт в их работах не получил. Отсутствие нижедевонских образований в области Вольнско-Брестского поднятия, вероятно, связано с уменьшением мощности нижнего девона на прилегающей к поднятию с юга территории, хотя причина отмеченных явлений все еще остается окончательно невыясненной.

По обобщенным данным геофизических исследований мощность нижнего девона на территории, расположенной к северу от с. Пелчи, определяется в 300 м. Эта цифра вызывает сомнение, тем более, что мощность силура в этом районе, по данным тех же геофизических исследований, явно преуменьшена (350 м, против 700 м, известных по разрезу опорной скважины района г. Олеско). Имея в виду сходство литологического состава осадков на границе силура и девона в пределах рассматриваемой территории, можно предположить, что граница между этими системами определена здесь неправильно и что значительная часть отложений верхнего силура отнесена геофизиками к нижнему девону.

Средний девон, так же как и нижний, на всем изученном пространстве представлен лагунно-морской фацией и фацией неглубокого, спокойного, в значительной мере замкнутого моря.

Верхний девон, известный только в пределах Волыни, представлен исключительно морской фацией. При этом отложения франского яруса, сложенные главным образом доломитами, представляют собой фацию моря все еще несколько замкнутого, тогда как отложения фаменского яруса, сложенные мощной толщей довольно однообразных известняков, местами содержащих богатую фауну брахиопод, представляют уже фацию открытого моря. По заключению Д. Е. Айзенверга (1948 б), море это было, хотя и сравнительно неглубоким, но имело широкие связи с верхнедевонскими бассейнами Русской платформы и Западной Европы, в том числе с бассейном Польского Среднегорья.

Девонские отложения Вольно-Подольской плиты, так же как и весь палеозой этого региона, имеют общий наклон к западу-юго-западу. Падение слоев девона в указанном направлении в районе г. Олеско достигает 34 м на километр. На фоне этого общего наклона в строении девона отмечен ряд структур типа весьма пологих поднятий. Одна из таких структур прослежена в районе г. Олеско по отметкам кровли мощного пласта известняка в отложениях верхней части фаменского яруса; простирается структура западно-северо-западное.

Ряд структур северо-западного простираения, в которых принимают участие как девон, так и подстилающие его отложения верхнего силура, а также и покрывающие породы верхней юры и верхнего мела, выявлены в последние годы в Приднестровье исследованиями Н. А. Диденко и В. П. Свердленко. Здесь на междуречье р. Коропец — р. Стрыпа пролежены следующие структуры типа антиклинальных складок: 1) Монастыриска-Язловец, 2) Валеснев-Чернелицы, 3) Коропец-Кунисовцы и 4) Исаков-Семеновка. Такого же типа структуры выявлены и на

междуречье Горожанка-Ничлава по линиям: 1) Завадовка — Бильче — Золотое — Сквятин, 2) Комаровка—Чернелице и 3) Коропец — Ольховец. Кроме этих пологих структур, известны значительные нарушения девона в районе с. Пелчи на Вольни (с. Каменярня и балка Била Дебря) и в районе г. Луцка. Пелчинские дислокации, известные в литературе еще по описаниям В. Д. Ласкарева (1914 а), подтверждены бурением.

Район пелчинских дислокаций представляется в виде двух сближенных поднятий, разделенных прогибом меридионального простирания. Расстояние между сводами поднятий достигает 4 км. Скважина, заложённая в прогибе между поднятиями, вскрыла брекчированные породы девона, что указывает на сбросовый характер нарушения, разбившего структуру на два отдельных поднятия. В скважине с. Каменярня, слои пород среднего девона наклонены к юго-западу под углом до 35°, тогда как в обнажениях углы наклона их равны 45°. В скважине, расположенной в балке Била Дебря, слои пород наклонены к северо-востоку под углом 18—22°. В то же время отложения палеозоя, окружающие данную пелчинскую структуру, залегают весьма полого, что придает ей вид локального поднятия типа купольной структуры.

КАРБОН

Введение

Каменноугольные отложения Украины имеют особенно большое значение, так как с ними связаны все важнейшие месторождения ископаемых углей. С давних пор они были известны главным образом в Донецком бассейне, где изучались более 200 лет. После Великой Октябрьской социалистической революции каменноугольные отложения были выявлены и на окраинах Донецкого бассейна, к северу и западу от его видимых границ. В последние годы, особенно после Великой Отечественной войны, они изучаются в Днепровско-Донецкой и во Львовско-Люблинской впадинах. В 1949 г. каменноугольные отложения с промышленной угленосностью были обнаружены в районе северного склона Украинского кристаллического массива на северо-западном продолжении Донецкого бассейна (рис. 40).

Стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений в настоящей работе принято согласно унифицированной схеме стратиграфии Русской платформы (Решение Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы, 1951), с уточнениями, внесенными Е. О. Новик (1952 б) в индексацию ярусов¹. Поэтому принятое стратиграфическое расчленение карбона несколько отличается от стратиграфического расчленения карбона, использованного в других геологических работах.

Вопрос о расширении границ Донецкого бассейна возник давно, однако осуществлена эта идея была только после Великой Октябрьской социалистической революции. Проблема Большого Донбасса была сформулирована акад. П. И. Степановым в 1932 г. После Великой Отечественной войны на всей территории западной части Большого Донбасса были развернуты большие поисковые работы, имевшие цель выявить ее газонефтеносность и угленосность. В результате каменноугольные отложения с промышленной угленосностью, представленные главным образом верх-

¹ Ввиду того, что в унифицированной схеме индексы ярусов каменноугольных отложений совпадают с обозначениями свит Донецкого бассейна, нами приняты для отдельных ярусов буквенные обозначения вместо цифровых, употребляемые обычно украинскими или московскими геологами (Новик, 1952б).

ними свитами среднего карбона, были обнаружены в верховьях р. Самары, а также в районе северного склона Украинского кристаллического массива в полосе с. Петропавловка — г. Павлоград — г. Новомосковск — с. Царичанка (с. Нижняя Орель). Здесь были встречены угленосные

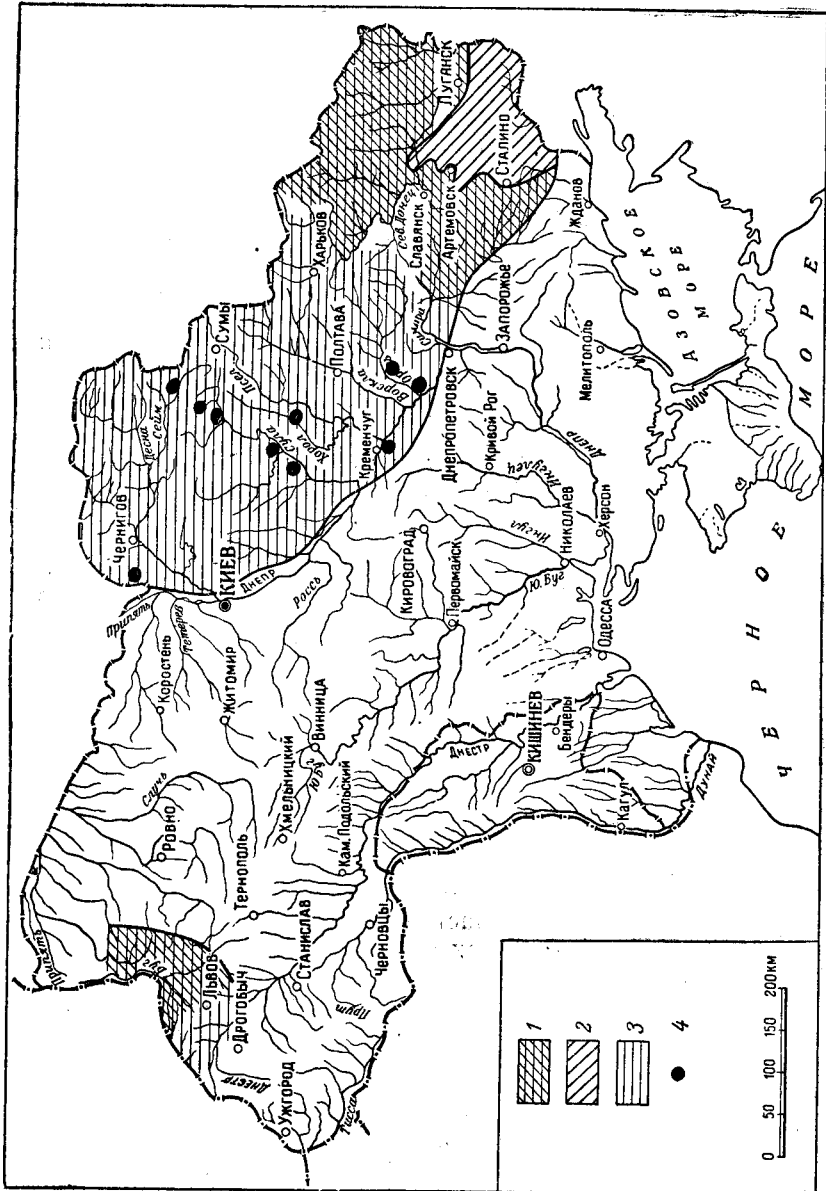


Рис. 40. Схема распространения каменноугольных отложений на территории УССР
1—область установленного сплошного развития погребенного карбона; 2—область предполагаемого распространения карбона;
3—область видимого распространения открытого карбона (Донбасс); 4—скважина, вскрывшие карбон

отложения нижнего карбона и местами нижние свиты среднего карбона. Кроме того, установлена промышленная угленосность отложений нижней части среднего карбона и в более удаленных к западу частях Днепро-Донецкой впадины (Лубны, Ромодан).

Каменноугольные отложения в районе верховьев р. Самары представлены свитами S_2^5 (верхняя часть), S_2^6 и S_2^7 (нижняя половина). Глубина залегания карбона достигает здесь 300—500 м. Развитые здесь каменноугольные отложения сохраняют свойственный Донбассу харак-

тер чередования осадков различных фаций и содержат пласты углей рабочей мощности. В районе северного склона Украинского кристаллического массива продуктивные каменноугольные отложения были вскрыты впервые в 1949 г. между г. Павлоградом и г. Новомосковском. Возраст этих отложений на основании изучения макрофауны, микрофауны, флоры, а также на основании спорово-пыльцевого анализа был определен как нижнекаменноугольный. Здесь были выделены отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов. Угленосность приурочена к верхневизейским отложениям, соответствующим зонам $C_1^v g$ и $C_1^v h$ унифицированной схемы 1951 г. (свита C_1^2 и C_1^3 Донецкого бассейна). Общая мощность нижнего карбона в районе между г. Павлоградом и г. Ново-Московском достигает 1000—1250 м. Глубина залегания карбона от дневной поверхности 40—200 и более метров. Количество угольных пластов и прослоев свыше 25, из них рабочей мощности достигают 8—11 угольных пластов.

Каменноугольные отложения в пределах Днепровско-Донецкой впадины, скрытые на значительной глубине под толщей мезозойских и третичных отложений, впервые были обнаружены в 1937 г. в районе г. Ромны Сумской области в связи с разведкой на нефть. Позднее в 1939—1940 гг. каменноугольные отложения были вскрыты в районе Исачек. Эти отложения имели разный возраст: в районе Ромен они относились к верхней части среднего карбона, а в районе Исачек — к нижнему карбону.

После Великой Отечественной войны, при бурении глубоких скважин каменноугольные отложения были встречены в ряде мест Днепровско-Донецкой впадины: на Роменской и Исачковской соляных структурах, по генеральному профилю, секущему впадину вкострости простираения (г. Путивль, с. Смелое, с. Колайдинцы, г. Райозеро), в пределах среднего течения р. Днепра (по Нижней Орели, в районе хутора Михайловского, с. Кобеляк и г. Кременчуга), в районе г. Чернигова (с. Мохначи, на левом берегу р. Днепра) и в юго-восточной части Белоруссии (с. Корени, с. Давыдовка, г. Старобин, г. Ельск).

Каменноугольные отложения в Днепровско-Донецкой впадине представлены всеми тремя отделами: нижним (турнейский, визейский и намюрский ярусы), средним, расчленяющимся на башкирский (свиты C_2^1 — C_2^4) и московский (свиты C_2^5 — C_2^7) ярусы и верхним—касимовским ярусом (возможно, его нижней частью). Каменноугольные отложения Днепровско-Донецкой впадины, как и в Донецком бассейне, представлены песчано-глинистыми породами (алевролиты, аргиллиты, песчаники), с прослоями известняков и тонкими прослойками угля. Породы эти отличаются слабой метаморфизацией. Весьма характерно развитие пестроцветной континентальной фации в верхнем карбоне, а также в верхах московского яруса (свита C_2^7) и местами в верхах башкирского яруса (свита C_2^4) среднего карбона. В отложениях башкирского яруса встречены прослой углей, достигающие рабочей мощности (Лубны, Ромодан). Глубина залегания поверхности карбона в пределах купольных структур колеблется от 300 до 2400 м. Общая мощность каменноугольных отложений достигает 1800 м.

В северных краевых частях Днепровско-Донецкой впадины (Путивль и Смелое) нижнекаменноугольные отложения верхневизейского возраста (зона $C_1^v f$) залегают непосредственно на кристаллических породах; турнейские, нижневизейские и девонские отложения здесь отсутствуют. В южной краевой части впадины (Райозеро) на кристаллическом фундаменте непосредственно залегают отложения верхней части нижнего карбона, предположительно намюрского возраста.

В районе г. Чернигова, на левом берегу р. Днепра, турнейские и нижневизейские отложения отсутствуют, а верхневизейские отложения (зона C_1^v) залегают на вулканогенных породах верхнего девона. В юго-восточной части Белоруссии вскрыты отложения турнейского и визейского ярусов, возможно, не моложе C_1^f ; более молодые отложения карбона в этом районе пока не установлены.

Каменноугольные отложения восточной части Львовско-Люблинской впадины, входящей в состав Украинской ССР, констатированы на пространстве от широты Владимир-Волынского на севере, до широты сс. Яхторов и Печеня (к юго-востоку от Львова) на юге и до линии гг. Торчин-Олеско на востоке; на западе они уходят за государственную границу СССР с Польшей. Общая площадь отложений карбона в пределах Львовско-Люблинской впадины достигает 8000 км². Поверхность карбона залегают на глубине 125—700 м под мезо-кайнозоем. Вскрытая мощность карбона равна 1080—1135 м.

Карбон сложен осадками нижнего отдела, в составе турнейского, визейского и намюрского ярусов, а также башкирским ярусом среднего отдела. Литологически каменноугольные отложения представлены известняками и другими карбонатными породами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми сланцами и каменными углями; характерно почти полное отсутствие известняков в отложениях намюрского и башкирского ярусов. Угольные пласты приурочены в основном к отложениям визейского, намюрского и башкирского ярусов.

На основании данных разведочных работ представляется возможным наметить некоторые общие черты геологической истории территории Украины в каменноугольном периоде.

Начало нижнего карбона (турнейский век) было одним из моментов в истории Русской платформы, характеризующимся обширными трансгрессиями. В это время в Донском бассейне началась новая трансгрессия, более значительная, чем девонская. Юго-восточная часть Украинского кристаллического массива была покрыта морем. К западу от Донбасса турнейское море вдавалось в область Днепровско-Донецкой впадины и доходило до р. Орели (среднее течение р. Днепра). Юго-восточная часть Воронежского массива опустилась ниже уровня моря, но северо-западная его часть сохранилась в виде полуострова. Значительная часть Днепровско-Донецкой впадины, а также южные районы Белоруссии представляли собой заболоченную низменность.

В пределах Львовско-Люблинской впадины в начале турнейского века существовало неглубокое море — регрессирующий бассейн верхнедевонской эпохи. Не исключена возможность неоднократного соединения Подмосковного моря и вод Днепровско-Донецкой впадины с бассейном Львовско-Люблинской впадины, осуществлявшегося через южную часть Белоруссии (Припятский прогиб). Примерно такая же обстановка характерна и для нижневизейского времени.

Верхневизейское время началось широкой трансгрессией. Море захватило огромное пространство: оно покрывало почти всю Европейскую часть СССР, Урал, Кавказ. В рассматриваемой нами области оно занимало почти весь Украинский кристаллический массив, Донецкий бассейн, всю Днепровско-Донецкую впадину, южную часть Белоруссии и, очевидно, через Припятский прогиб соединялось с львовским морем и далее с западноевропейским. В конце верхневизейского времени началось поднятие, захватившее территорию Русской платформы и Приуралья, но осложненное в западной части Русской платформы вторичными циклами местных опусканий и поднятий. В Донском бассейне начинается длительная эпоха медленного пульсирующего прогибания дна бассейна,

идущего параллельно с накоплением в нем мощных осадочных толщ за счет разрушения расположенных поблизости участков суши. По-видимому, с этого момента начинает подниматься юго-восточная часть Украинского кристаллического массива. В Павлоградско-Новомосковском районе в это время происходило угленакопление. Для Львовско-Люблинской впадины в конце визейского века характерно общее обмеление моря, сопровождавшееся усиленным привносом терригенного материала, а местами заболачиванием и угленакоплением. Обмеление продолжалось и далее в намюрском, а также в башкирском веках.

В намюрском веке началась дифференциация отдельных бассейнов. В конце нижнего карбона в Подмосковье море регрессирует и покидает значительную территорию. В нижненамюрское время сначала шло опускание дна моря, после чего последовали поднятия, сопровождавшиеся перерывом в накоплении морских осадков. Намюрский век в Донецком бассейне характеризуется большим распространением карбонатных пород. То же самое наблюдается в отложениях намюрского яруса, развитых на территории Днепровско-Донецкой впадины. Происходившие на территории Подмосквового бассейна в конце нижнего карбона поднятия распространились и на Белоруссию. Связь между Подмосковьем и Днепровско-Донецкой впадиной, с одной стороны, и Львовско-Люблинской впадиной, с другой, прекратилась. С этого момента произошло разъединение Днепровско-Донецкой и Львовско-Люблинской впадин. В намюрском и башкирском веках на территории Львовско-Люблинской впадины сохранялись устойчивые континентальные условия, что способствовало угленакоплению.

В башкирский и московский века специфические черты Донецкой геосинклинали проявляются все более отчетливо. По характеру осадконакопления она резко отличается от прилегающей к ней платформы. В Донбассе продолжалась эпоха пульсирующего опускания, причем продолжалась она с верхнего визе до перми. В результате этого опускания накопилась огромная десятикилометровая толща переслаивающихся морских и континентальных пород: известняков, песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей (А. П. Ротай). Этот режим частично сказался и на территории Днепровско-Донецкой впадины, причем в башкирское время наблюдаются опускания, сопровождавшиеся значительной трансгрессией моря, которое снова захватило отдельные участки Украинского кристаллического массива в районе среднего течения р. Днепра.

Область распространения отложений московского яруса на территории Днепровско-Донецкой впадины резко уменьшилась, что связано, очевидно, с регрессией моря. В касимовском веке и в самом конце московского века к западу от Донбасса происходили поднятия, охватившие Днепровско-Донецкую впадину и проявившиеся здесь накоплением пестроцветов.

Каменноугольные отложения Днепровско-Донецкой впадины

Каменноугольные отложения в пределах Днепровско-Донецкой впадины, скрытые на значительной глубине под толщей мезозойских и третичных отложений, впервые были констатированы в 1937 г. Карбон был вскрыт на глубине 1141 м в районе г. Ромны Сумской области, и определен Б. И. Чернышевым как возрастной аналог свит C_2^5 — C_2^6 Донецкого бассейна. Позднее в этом районе целым рядом разведочных глубоких скважин была пройдена вся толща каменноугольных отложений, начиная с верхнего и кончая нижним карбоном (Новик, 1941 а).

Кроме Роменского района в пределах Днепровско-Донецкой впадины каменноугольные отложения в 1939—1940 гг. были обнаружены

бурением в районе с. Исачек Лубенского района на глубине 325—385 м под третичными образованиями. Возраст этих отложений оказался визейский (Айзенберг, Бражникова, Новик, Шульга, 1941).

Каменноугольные отложения в пределах Днепровско-Донецкой впадины представлены нижним, средним и верхним отделами. Нижний отдел в свою очередь представлен ярусами: турнейским, визейским и намюрским. Средний отдел расчленяется на две части: нижнюю (башкирский ярус), соответствующую свитам C_2^1 — C_2^4 и верхнюю (московский ярус), соответствующую свитам C_2^5 — C_2^7 Донецкого бассейна. Верхний отдел представлен пестроцветной толщей пород, расчленение которой на отдельные ярусы (касимовский и гжельский) невозможно вследствие недостаточности материалов (табл. 105).

Каменноугольные отложения на территории впадины развиты неравномерно. Наиболее широко распространены отложения нижнего карбона. В северной краевой части впадины верхневизейские отложения непосредственно залегают на кристаллических породах в г. Путивле (северная часть впадины) на глубине 924 м, в с. Смелом (к северу от Ромен) на глубине 2224 м. Отложения нижней части визе, турне и девоны здесь отсутствуют. В южной части впадины (Райозеро) кристаллические породы вскрыты на глубине 1433 м под осадками нижнего карбона, предположительно намюрского возраста.

Из отложений среднего карбона наиболее широко развиты породы башкирского яруса. Они имеют широкое распространение особенно в южной части впадины, при этом местами (по р. Орели, притоку р. Днепра) они залегают на кристаллических породах, а в Кременчугском районе заходят в область Украинского кристаллического массива. Отложения московского яруса в основном развиты в северной части впадины (Ромны, Засулье, Смелое, Чернигов), а в южной части они, по-видимому, отсутствуют. Наконец, отложения верхнего карбона развиты только в осевой части впадины и на ее северном крыле, а в южной части впадины они, очевидно, отсутствуют.

Нижний карбон — C_1 . *Турнейский ярус* C_1^t . Отложения турнейского яруса развиты главным образом в осевой части Днепровско-Донецкой впадины, где они обнаружены скважинами на Роменской, Исачковской и Радченковской структурах. Кроме того, они вскрыты по р. Орели (хут. Михайловский). Развиты эти отложения также в Белоруссии на Корневской структуре и в Старобинском районе. В бортовых частях впадины как на севере (г. Путивль и с. Смелое), так и на юге (Райозеро) отложения турнейского яруса отсутствуют, точно так же как и в районе г. Чернигова. По мере приближения к Донецкому бассейну отложения турнейского яруса появляются в южной части впадины — вдоль Украинского кристаллического массива (Айзенберг, 1951).

Отложения турнейского яруса в районе р. Орели представляют собой переслаивание темно-серых, серых с зеленоватым оттенком и светло-серых мелко-, средне- и крупнозернистых (неравнозернистых) песчаников с такого же цвета сланцами. В районе хут. Михайловского на глубине 1319—1445 м встречены известняки с фауной фораминифер, среди которых Н. Е. Бражниковой определены представители родов *Tournaella*, *Glomospira*, а также многочисленные (на глубине 1368—1374 м) *Endothyra* ex gr. *primaeva* Ra u s., *Endothyra* aff. *karakubensts* Da in *Endothyra* cf. *glomiformis* Lip., *Parathuramina armata* Da in (Айзенберг, Бражникова, Ищенко, Кожич-Зеленко и Новик, 1953). Перечисленные виды дали основание Н. Е. Бражниковой считать, что по возрасту эти осадки соответствуют средней части турнейского яруса, не выше донецких зон $C_1^t b$ — $C_1^t c$.

Д. Е. Айзенвергом в этом же районе с глубины 1462—1471 м определены брахиоподы: *Spirifer (Brachithyris) ex gr. peculiaris* Shurtm. и *Martinia* sp., на основании чего он относит этот горизонт к турнейскому ярусу.

Не исключена возможность, что с глубины 1481 м начинаются отложения девонского возраста; с этой глубины, по данным М. П. Кожич-Зеленко, появляется новый тип песчаников — крупнозернистых, вплоть до конгломератовидных, и породы приобретают пеструю окраску.

В западной части Днепровско-Донецкой впадины (район г. Ромны) отложения турнейского яруса представлены светло- и темно-серыми неравномернозернистыми, мелко-, средне-, и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками; пестроцветными сургучно-красными, местами голубовато-серыми уплотненными глинами, серыми и темно-серыми песчанистыми глинами и сланцами. Толща эта характеризуется цирконо-турмалиновой ассоциацией минералов в тяжелой фракции пород. Легкая фракция преимущественно состоит из кварца и глинистых минералов. Все породы сильно пиритизированы, изредка в них встречаются углестые остатки, слюда и карбонаты.

В Белоруссии отложения турнейского яруса, вскрытые старобинскими скважинами, представлены мергелями, доломитизированными известняками, доломитами и глинами, содержащими по определению А. М. Ищенко, споры растений следующего состава: *Stenozonotriletes rarituberculatus* (Lub.) Isch., *St. aff. dissidens* (Andr.) Isch., *St. utilis* Isch., *St. aff. pseudoancistrophorus* Isch., *Trachytriletes aff. nigratus* (Lub.) Isch., *Leiotriletes nigratus* Isch., *L. aff. platirugosus* (Waltz) Isch., *Hymenozonotriletes plusculus* Isch., *H. veluosus* Isch., *H. facilis* Isch., *H. opiparus* Isch., *H. molestus* Isch., *Acanthotriletes ancistrophorus* (Lub.) Isch.

Из перечисленных видов спор *Stenozonotriletes dissidens* встречается только в отложениях нижнего карбона (Селижаровский район), виды *Leiotriletes platirugosus* и *Stenozonotriletes rarituberculatus* имеют широкое распространение в нижнем карбоне (Подмосковный бассейн, Воронежская область, Кизеловский район Урала, Печорский район), хотя известны также и в девоне (Тиман, Барзасский район Кузнецкого бассейна); наконец виды *Acanthotriletes ancistrophorus*, *Trachytriletes nigratus* известны из девона (Тиман, Барзасский район Кузбасса), хотя по данным А. А. Любер и И. Э. Вальц (1938) встречаются также в низах турне. Остальные виды, установленные А. М. Ищенко, новые и не могут быть использованы для стратиграфического расчленения. Состав спор свидетельствует о турнейском возрасте вскрытой Старобинскими скважинами толщи осадков. Мощность турнейских отложений в Днепровско-Донецкой впадине 140—170 м.

Визейский ярус S_{1v} . Отложения визейского яруса в пределах Днепровско-Донецкой впадины распространены широко, причем особенно широко развиты верхневизейские отложения в пределах донецкой зоны S_{1f} . Нижневизейские отложения также довольно часто встречаются на территории впадины и в южной части Белоруссии, но они представлены континентальными осадками и большей частью трудно отделимы от нижележащих турнейских слоев.

Нижневизейские отложения S_{1va} и S_{1ve} . Палеонтологически охарактеризованные нижневизейские отложения вскрыты на Радченковской структуре, а также в юго-восточной части впадины по р. Орели вблизи хут. Михайловского. Границы этой толщи установлены по распространению фораминифер и на основании литологических особенностей этих отложений.

Нижневизейские отложения представлены переслаиванием серых и темно-серых детритусовых известняков с сланцами темно-серыми, глинисто-известковистыми с прослоями светло-серых среднезернистых до крупнозернистых глинисто-известковистых песчаников. В карбонатных породах встречаются обуглившиеся растительные остатки; местами песчаники имеют глинистые примазки. В карбонатных глинистых породах и мелкозернистых известняках трещины заполнены ржаво-бурого цвета битуминозными веществами.

По данным М. П. Кожич-Зеленко, толща эта сильно пиритизирована и содержит большое количество вторичного кварца. Кроме пирита, из рудных минералов здесь присутствуют гидрогетит, ильменит и лейкоксен. Из прочих минералов в тяжелой фракции встречаются в небольшом количестве циркон, гранат, турмалин, корунд, хлоритоид, слюда, сидерит.

В отложениях нижней части визейского яруса встречена довольно обильная фауна фораминифер. По данным Н. Е. Бражниковой, здесь встречены следующие виды: *Calcsphaera* sp., *Parathuramina* sp., *Hyperamina vulgaris* Raus. et Reitl., *Hyperamina* sp., *Ammodiscus* sp. nov. № 1, *Tuberitina* sp., *Palaeonubecularia* (?) sp., *Brunsta pulchra* Mikh., *Brunsta spirillinoides* Grozd. et Gleb., *Lituotubella* sp. (?), *Quastendothya* sp., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *End. crassa* Brady, *End.* ex gr. *globulus* (Eichw.), *End.* ex gr. *stmilts* Raus. et Reitl., *End.* cf. *staffelliformis* Tschern., *End. ishimica* Raus., *Tetrataxis* sp., *Valvulinella* sp., *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *Ar.* ex gr. *karreri* Brady, *Eostaffella mediocris* Viss., *E.* aff. *prisca* Raus., *E.* ex gr. *parva* (Moell.), *Parastaffella* sp., *Nodostnella* sp. (табл. 105). (Айзенберг, Бражникова, Ищенко, Кожич-Зеленко, Новик, 1953).

Н. Е. Бражникова, на основании детального изучения фауны фораминифер в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, подразделяет нижневизейские отложения на две части: нижнюю часть, соответствующую зонам $C_{1va} - C_{1vc}$ и верхнюю, соответствующую зонам $C_{1d} - C_{1e}$.

Нижняя часть нижневизейских отложений, вскрытая вблизи хут. Михайловского на глубине 1169—1274 м, по данным Н. Е. Бражниковой, характеризуется наличием следующих фораминифер: паратураммины, брунсии (обильные на глубине 1248—1257 м и более редкие в вышележащей толще), мелкие примитивные эндотиры (в большом количестве), примитивные эоштаффеллы — *Eostaffella* ex gr. *mediocris* Viss., *E.* ex gr. *prisca* Raus. и единичные параштаффеллы, литуотубеллы и квазиэндотиры, а также проблематичные трубчатые светлые образования и формы, близкие к описанным Меллером *Nodostnella*. Наличие перечисленных форм, при одновременном отсутствии архедискусов, тетрагаксисов, текстуряриид, вальвулинелл, аммодискусов и представителей многих других родов, по мнению Н. Е. Бражниковой, позволяет сопоставлять рассматриваемую толщу с нижней частью нижневизейских отложений, возможно в пределах донецких зон $C_{1va} - C_{1ve}$.

Верхняя часть нижневизейских отложений, вскрытая вблизи хут. Михайловского на глубине 1079—1169 м, по данным Н. Е. Бражниковой, характеризуется наличием *Ammodiscus* sp. nov. № 1, толстостенных грубопористых *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *Ar.* ex gr. *karreri* Brady, примитивных эоштаффелл (*Eostaffella* aff. *prisca* Raus.), мелких своеобразных *Valvulinella* и *Tetrataxis* и редких эндотир из группы *Endothyra bradyi* Mikh., *End. globulus* (Eichw.) и единично-

End. crassa В г а д у. Подобная ассоциация фораминифер наблюдалась Н. Е. Бражникова в верхней половине нижневизейских отложений в юго-западной части Донбасса и в ряде мест на западном его продолжении. Многочисленные фораминиферы и водоросли, изобилующие в верхнем визе (разнообразные эоштаффеллы и параштаффеллы, текстулярииды, монотаксисы, *Archaediscus* ex gr. *moelleri* R a u s. — архедискусы с шиповатой поверхностью, наницеллы, *Calcifolium* и многие другие) здесь полностью отсутствуют. По этим соображениям Н. Е. Бражникова относит описанную толщу отложений к верхней части нижнего визе в пределах донецких зон C_{1vd} — C_{1ve} .

В остальных районах Днепровско-Донецкой впадины (исключая с. Колайдинцы) нижневизейские отложения представлены песчаниками, вверху серыми мелкозернистыми, слюдистыми с прослойками глинистого сланца и известняка; ниже песчаником крупнозернистым, каолининовым, очень рыхлым, и глинами пестроцветными, в основании с конгломератовидными прослоями, состоящими из галек глинистых, карбонатных, песчаных и сидеритовых. Толща эта характеризуется турмалино-цирконовой ассоциацией минералов.

Из органических остатков эта толща содержит, по данным А. И. Ищенко, споры растений *Hymenozonotriletes intermedius* (Waltz) Isch., *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) Isch. var. *foveolatus* Waltz, *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum. (Айзенберг, Бражникова, Ищенко и др., 1953). Микрофауна отсутствует. Мощность нижневизейских отложений в пределах донецких зон C_{1va} — C_{1ve} составляет в среднем 200 м.

Исключением является серия пород, вскрытая в районе с. Колайдинец на глубине 1735—3223 м; она представлена здесь темно-серыми плотными глинистыми сланцами, переслаивающимися с белыми и серыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками. В Колайдинской скважине в зеленоватых глинистых сланцах (переменяющихся с разнозернистыми песчаниками), на глубине 1735—1952 м встречена фауна пелеципод, представляющая скопление однообразных мелких *Posidonomya*, по-видимому нового вида. По заключению П. Л. Шульги, молодые индивиды близко напоминают мелких *Posidonomya* из самых нижних слоев нижнего карбона Казахстана. Однако взрослые индивиды значительно отличаются от казахстанских форм; они по общим очертаниям становятся скорее модиоло- или миалиноподобными и приближаются к *Posidonomya*, известным из нижней части намюрского яруса львовского карбона. Подобные же *Posidonomya* sp. были встречены на глубине 2036—2074 м. Вместе с *Posidonomya* sp. было встречено несколько отпечатков гониатитов (которые, к сожалению, остались неопределенными). В этой же толще встречено довольно большое количество отпечатков *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill. Вид этот широко распространен в отложениях турнейского и визейского ярусов и заканчивает свое существование в низах намюра; в Донецком бассейне он встречается в отложениях свит C_1^2 — C_1^4 .

На глубине 2085—2283 м в Колайдинцах толща представлена чередованием разнозернистых слюдисто-карбонатных светлых песчаников и темно-серых глинистых сланцев с обильной флорой, среди которой Е. О. Новик были определены: *Sphenopteridium* sp. (стебли), *Rhacopteris* aff. *inaequilatera* (Гоерр.) Kidst., *Rhacopteris bipinnata* Nem. (со спороношением, расположенным на конце стебля), *Adiantites* aff. *antiquus* (Ettinsh.) Stur, *Adiantites* aff. *Machanekii* Stur, *Rhodea* aff. *Hochstetteri* Stur, *Rhodea* sp., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill.

Большинство этих видов встречается в кровельных сланцах Силезии, а также в турнейских и визейских отложениях Англии.

Аналогичная флора приведена Е. Ф. Чирковой (1944) из угленосной свиты C_{1h} восточного склона Урала, с которой имеют много общего определенные Е. О. Новик растительные остатки из пород, вскрытых в районе с. Колайдинцы на глубине 2085—2283 м.

В этой толще А. М. Ищенко были определены микроспоры девонско-нижнекаменноугольного возраста: *Letotrilletes microrugosus* (Ibr.) Isch., *L. platirugosus* (Ibr.) Isch., *L. glaber* (Waltz.) Isch., *Lophotrilletes* aff. *tuberculatus* (Waltz) Isch., *Acanthotrilletes ancistrophorus* (Lub.) Isch., *Trachytrilletes* aff. *nigratus* (Lub.) *Letotrilletes inermis* (Waltz) Isch., *Periplecotrilletes amplexus* (Waltz) Isch., *Stenozonotrilletes stenozonalls* (Waltz) Isch., *St.* aff. *raritytuberculatus* (Lub.) Isch., *St. subiriquetrus* (Lub.) Isch., *St. pumilus* var. *pseudomarginellus* (Waltz) Isch.

По аналогии с восточным склоном Урала песчано-глинистая толща, вскрытая скв. № 1р на глубине 2085—2753 м, раньше относилась к низам визейского и к турнейскому ярусу. В 1956 г. трестом «Укрвостокнефте-разведка» в районе с. Колайдинцы были пробурены новые скважины: №№ 3р, 5р и 6р. Из кернов этих скважин А. М. Ищенко приводит для надсолевой толщи следующий состав спор девонского возраста: *Acanthotrilletes ancistrophorus* (Lub.) Isch., *Letotrilletes nigratus* (Lub.) Isch., *L. atavus* Naum., *Retusotrilletes communis* Naum., *Archaeozonotrilletes micromanifestus* Naum.

Одновременно был пересмотрен керн из скв. № 1р; при этом в интервале 1735—1737 м была встречена фауна и флора девонского возраста: *Leptodesma* aff. *medon* Hall, *Lept. mantheri* Hall, *Entomozoe* (*Nehdentomis*) sp., *Richterina* (*Fossirichterina*) sp., *Protolepidodendron* sp. На основании этого толща отложений, вскрытая Колайдинской скв. № 1р на глубине 1700—3224 м, в настоящее время отнесена к верхнему девону.

Верхневизейские отложения C_{1vf} — C_{1vh} . Отложения верхней части визейского яруса широко развиты на территории Днепро-ско-Донецкой впадины. Они вскрыты скважинами на Роменской, Исачковской, Радченковской структурах, в районе с. Колайдинец и г. Чернигова, в бортовой части на севере впадины (с. Смелое, г. Путивль), в юго-восточной части впадины по р. Орели (хут. Михайловский, с. Шульговка), а также в южной части Белоруссии. Верхневизейские отложения представлены серыми и темно-серыми аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками, известковистыми или слюдисто-глинистыми алевролитами с углистыми остатками, а также серыми и светло-серыми известняками, местами трещиноватыми. Породы то углистые, то пропитаны нефтью.

По данным М. П. Кожич-Зеленко, толща эта характеризуется сохранением в тяжелой фракции данных пород наиболее устойчивых минералов — как ильменит, магнетит и циркон. Гранат, полевые шпаты и слюды, столь характерные для среднекаменноугольных отложений, встречаются здесь в незначительном количестве. В этих отложениях наблюдаются следы пиритизации, окремнения, доломитизации, местами сидеритизации и баритизации, а также характерная для пород нижнего карбона форма агрегатов вторичного кварца в виде трубочек или спикул с центральным каналом.

Из минералов легкой фракции, по данным М. П. Кожич-Зеленко, преобладающим является глинистый минерал, отнесенный к группе монтмориллонита—бейделлита. Иногда встречаются магнезиальные карбонаты; местами в трещиноватых доломитизированных известняках

среди сланцев обнаружены сфалерит и галенит (Засулье). Изредка наблюдается пироксен — эгирин.

В отложениях верхней части визейского яруса в прослоях известняков обильно представлена микрофауна. По данным Н. Е. Бражниковой, здесь встречаются: *Brunsta* sp., *Förschia* sp., *Lituotubella* sp., *Nanicella* sp., *Valvulinella* sp., *Endothyra* ex gr. *crassa* Brady, *End.* ex gr. *omphalota* Raus. et Reitl., *End.* aff. *spirilliformis* Brazhn. et Pot., *Climacammina prisca* Lip., *Monotaxis gibba* (Moell.), *Archaeodiscus moelleri* Raus., *Ar.* aff. *paraovoides* Brazhn., *Ar.* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *Ar. karreri* Brady, *Eostaffella pseudostruvel* (Raus. et Belj.), *E. parva* var. *scharfordini* Raus., *E.* aff. *parastruvel* Raus., *E.* aff. *varvariensis* Brazhn. et Pot., *E. parva* (Moell.), *E.* aff. *medtocris* Viss., *Calcifolium* (водоросли).

Толща эта содержит также много спор, среди которых, по данным А. М. Ищенко, имеется ряд форм, руководящих для отложений визейского яруса: *Hymenozonotriletes intermedtus* (Waltz) Isch., *Hym. pusillus* (Ibr.) Isch., *Hym. commutatus* (Waltz) Isch., *Trematozonotriletes irregularis* (Andr.) Isch., *Trem. variabilis* (Waltz) var. *foveolatus* (Waltz) Isch., *Trilobozonotriletes annosus* Isch., *Diatomozonotriletes speciosus* (Loose) Isch.

Кроме того, здесь встречена брахиоподово-пеллециподовая фауна следующего состава: *Schellwienella* cf. *crenistris* Phill., *Schizophoria resupinata* Mart., *Chonetes* cf. *dalmanianus* Kon., *Ch.* cf. *laguesianus* Kon., *Productus* (*Echinoconchus*) cf. *elegans* M'Cooy, *Pr.* (*Linoproductus*) ex gr. *corrugatus* M'Cooy, *Pr.* (*Margitifera*) ex gr. *longispinus* Sow., *Pr.* (*Margitifera*) cf. *setosus* Phill., *Pr.* (*Overtonia*) ex gr. *fimbriatus* Sow., *Pr.* (*Thomasina*) cf. *margaritaceus* Phill., *Camarthoechia* ex gr. *pleurodon* Phill., *Spirifer* ex gr. *gröber* Schw., *Sp.* ex gr. *trigonalis* Mart., *Athyris* cf. *ambigua* Sow., *Cyrtocardella concentrica* Hind, *Anthraconeilo laevirostris* (Portl.), *Anthr.* aff. *undulata* (Phill.), *Sanguinolites* cf. *immaturus* Herr., *Limatulina* cf. *linguata* Kon., *Grammatodon* cf. *tenustriatus* (M'Cooy), *Edmondia* cf. *lidiae* Tschern., *Leda petri* Tschern., *Nuculavus luciniformis* (Phill.), *Aviculopecten* cf. *interstitialis* (Phill.), *Paraliodon* cf. *semicostatus* M'Cooy, *Sanguinolites* aff. *abdenensis* Ether. (Айзенберг, Бражникова, Ищенко и др., 1953).

Общая мощность верхней половины визейского яруса в пределах домецких зон C_{1vf} — C_{1vh} равна 340—545 м.

Н. Е. Бражникова на основании детального изучения фауны фораминифер выделяет в верхневизейских отложениях Днепровско-Донецкой впадины три толщи, сопоставляемые с соответствующими зонами нижнего карбона Донецкого бассейна: 1) нижняя часть зоны C_{1vf} , 2) середина зоны C_{1vf} , 3) верхи зоны C_{1vf} — низы зоны C_{1vg} . Аналоги верхней части зоны C_{1vg} и нижней части зоны C_{1vh} не содержат микрофауны, а верхи зоны C_{1vh} на основании сходной микро- и макрофауны присоединены автором к нижнему намюру.

Намюрский ярус $C_{1п}$. Отложения намюрского яруса широко развиты в Днепровско-Донецкой впадине. Они вскрыты скважинами на Роменской и предположительно Исачковской структурах, по «генеральному профилю» (г. Путивль; с. Смелое, г. Райозеро, с. Колайдинцы), в районе г. Чернигова, на территории между Исачками и г. Полтавой (хут. Радченков, с. Ромодан) и в районе среднего течения р. Днепра по р. Орели. В южной части Белоруссии эти отложения, по-видимому, отсутствуют.

Они представлены серыми и темно-серыми аргиллитами, которые переслаиваются с серыми слюдястыми глинистыми алевролитами с ра-

стительными остатками и со светло-серыми карбонатно-глинистыми песчаниками. Местами встречаются прослойки органогенно-обломочных или битуминозных известняков. Иногда верхнеямюрские отложения представлены пестроцветными аргиллитами, переслаивающимися с розовато-белыми известняками.

По минералогическому составу эта толща сходна с верхневизейскими отложениями, за исключением пестроцветных отложений, которые напоминают среднекаменноугольные породы.

По мнению М. П. Кожич-Зеленко, минералогический состав отложений намюрского яруса характеризуется наличием большого количества пирита и циркона, спорадически встречается большое количество сидерита; из остальных минералов тяжелой фракции присутствуют: ильменит, магнетит, лейкоксен, гидрогетит, гранат, рутил, турмалин, слюды, барит, хлоритид, корунд, брукит, эпидот, роговая обманка, эгирин.

По данным М. П. Кожич-Зеленко (1941), количество минералов в отложениях намюрского яруса (его верхней части) больше, чем в породах верхневизейского возраста. Тут появляются уже минералы, свойственные среднекаменноугольным отложениям. В намюрских отложениях изредка встречается турмалин с вторичным нарастанием.

Толща намюрского яруса, по данным Н. Е. Бражникова, Д. Е. Айзенверга и П. Л. Шульги содержит следующие органические остатки: *Hyperammina* cf. *vulgatis* Raus. et Reitl., *Haplophragmella* aff. *minima* Brazhn., *Nanicella* sp., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikl., *End.* ex gr. *crassa* Brady, *Ammodiscus compactus* Brazhn. et Pot., *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Ar. krestovnikovi* Raus., *Eostaffella* ex gr. *varvartenstis* Brazhn. et Pot., *E.* ex gr. *paraprotvae* Raus., *E.* ex gr. *pseudostruvei* (Raus. et Belj.), *E. mediocris* Viss., *E. magna* Brazhn. *E. compressa* Brazhn., *E.* aff. *postmosquensis* Kir., *Calcisphaera* sp., *Orbiculoidea nitida* Phill., *Schellwienella* ex gr. *crentstrita* Phill., *Schizophoria* cf. *resupinata* Mart., *Rhipidomella* cf. *micheltni* I' Ev., *Chonetes* ex gr. *laguessianus* Kon., *Productus* (*Gigantella*) aff. *latissimus* Sow., *Pr.* (*Antiquatonia*) ex gr. *costatus* Sow., *Pr.* (*Antiquatonia*) ex gr. *gracilis* Jan., *Pr.* (*Antiquatonia*) ex gr. *hindi* M.—W., *Pr.* (*Antiquatonia*) ex gr. *serenenstis* Sar., *Pr.* (*Buxtonia*) cf. *scabriculus* Mart., *Pr.* (*Echinoconchus*) cf. *punctatus* Mart., *Pr.* (*Linoproductus*) aff. *corrugatus* M' Coy, *Pr.* (*Margitifera*) cf. *minutus* M.—W., *Pr.* (*Overtonia*) cf. *fibritatus* Sow., *Pr.* (*Pugilis*) cf. *pugilis* Phill., *Pr.* (*Thomastna*) cf. *margaritaceus* Phill., *Camerothoechia* ex gr. *pleurodon* Phill., *Spirifer* cf. *bisulcatus* Sow., *Sp.* ex gr. *parabissulcatus* Sem., *Sp.* ex gr. *trigonalis* Mart., *Sp.* (*Brachithyris*) aff. *sokolovi* Tschern., *Reticularia* Mart., *Athyris* cf. *ambigua* Sow., *Ath.* ex gr. *subtilita* Hall., *Cypricardella rectangularis* (M' Coy), *Cypr. concentrica* Hind, *Anthraconeilo laevirostris* (Portl.), *Aviculopecten* cf. *interstitialis* (Phill.), *Edmondia symmetrica* Girty, *Grammatodon tenuistriatus* (M' Coy), *Parallelodon* sp. (aff. *P. getnitzt*), *Sedgwickea attenuata* M' Coy, *S. caucasia* Hind и споры растений: *Trilobozonotriletes incisorilobus* (Naum.) Isch., *Trematozonotriletes* aff. *variabilis* (Waltz) Isch., *Eurizonotriletes crassipterus* (Waltz) Isch., *Hymenozonotriletes commutatus* (Waltz) Isch., *Hym. intermedius* (Waltz) Isch., *Dilobozonotriletes campylopterus* (Waltz) Isch., *Zonales* aff. *sulcatus* Waltz (Айзенберг, Бражникова, Ищенко и др., 1953). Общая мощность намюрских отложений — 100—180 м.

В толще намюрского яруса, на основании изучения фауны фораминифер (Н. Е. Бражникова) и брахиопод (Д. Е. Айзенберг), выделены

нижненамюрские отложения, являющиеся аналогами верхов свиты C_1^3 и нижней части свиты C_1^4 Донецкого бассейна. Фауна, характерная для верхней части свиты C_1^4 и большей части свиты C_1^5 , в пределах Днепровско-Донецкой впадины до настоящего времени не была обнаружена.

В районе Радченковской структуры непосредственно на нижненамюрских отложениях залегает небольшая по мощности толща (10—20 м), сопоставляемая с верхами свиты C_1^5 . Эта толща, по-видимому, вскрыта небольшим числом скважин в районе Путивля, Ромен (?), Лубен (?) и Нижней Орели. В большинстве случаев верхи свиты C_1^5 по фауне неотделимы от свиты C_2^1 и рассматриваются совместно при описании нижней части башкирского яруса.

Нижненамюрские отложения довольно широко распространены на территории Днепровско-Донецкой впадины. Список органических остатков, приведенный для намюрского яруса в целом, характеризует главным образом, эту часть разреза (нижний намюр, в пределах верхней части C_1^3 — низов C_1^4 Донецкого бассейна).

Н. Е. Бражникова, на основании изучения фауны фораминифер, выделяет в нижненамюрских отложениях две толщи, условно сопоставленные с нижним намюром Донецкого бассейна: 1) верхи свиты C_1^3 — самые низы свиты C_1^4 , 2) нижняя часть свиты C_1^4 .

Средний карбон — C_2 . Отложения среднего карбона имеют широкое распространение в Днепровско-Донецкой впадине. Они вскрыты на Роменской и Исачковской структурах, по «генеральному профилю» (Смелое, Райозеро, Колайдинцы), в районе Чернигова, на территории между Исачками и Полтавой (хут. Радченков, с. Ромодан), в районе среднего течения р. Днестра (по Нижней Орели, в районе Кобеляк), на Украинском кристаллическом массиве (район Кременчуга).

Отложения среднего карбона представлены главным образом светло-серыми и голубовато-серыми аргиллитами и глинами, переслаиваемыми с рыхлыми песчаниками, песками и незначительной мощности светлыми известняками. Встречены также прослои угля, достигающие рабочей мощности (Лубны, Ромодан). Угли, по-видимому, аллохтонные, землистые.

Отложения среднего карбона Днепровско-Донецкой впадины по аналогии с Донецким бассейном расчленяются на два яруса: нижний или башкирский, соответствующий свитам C_2^1 — C_2^4 и верхний или московский ярус, соответствующий свитам C_2^5 — C_2^7 Донецкого бассейна.

Башкирский ярус C_2 . Отложения башкирского яруса широко распространены в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Они вскрыты на Роменской и Исачковской структурах, по «генеральному профилю» (Смелое, Колайдинцы, Райозеро), на территории между гг. Лубнами и Полтавой (хут. Радченков, с. Ромодан), в районе среднего течения р. Днестра по р. Орели (хут. Михайловский, Кобеляки), на Украинском кристаллическом массиве (Кременчуг) и в районе Чернигова.

Отложения башкирского яруса представлены песчано-глинистой толщей, сложенной зеленовато-серыми песчаниками, темно-серыми плотными аргиллитами, темно-серыми слюдисто-глинистыми плотными алевролитами, и характеризуются присутствием бурых углей мощностью 0,08—0,75 м. Верхняя часть этой толщи, соответствующая свите C_2^4 (по данным М. П. Кожич-Зеленко), отличается мелкозернистостью пород, обилием зеленоватых гидрослюд, повышенным количеством выветрелых полевых шпатов, наличием тонкочешуйчатого глинистого минерала и слабой углистостью. В средней ее части, соответствующей свите C_2^3 , встречались крупнозернистые полимиктовые песчаники.

Нижняя часть верхнебашкирских отложений, возможно соответствующая донецкой свите S^2_2 , характеризуется серыми и темно-серыми аргиллитами, местами с прослойками алевролитов тех же цветов. Они пиритизированы и местами переходят в слюдисто-серицитовые или карбонатно-глинистые сланцы. Имеются прослойки известняка с многочисленными остатками фораминифер. Среди микрофауны, по данным Н. Е. Бражниковой, характерными для всего башкирского яруса являются следующие виды: *Ammodiscus obscurus* Dain, *Endothyra bradyi* Mikh., *End. bradyi* var. *maxima* Brazhn. et Pot., *Archaeodiscus subcylicidricus* Brazhn. et Pot., *Ar. baschkiricus* Krest. et Theod., *Ar. parvus* Raus., *Ar. angulatus* Sosn., *Ar. ex gr. krestovnikovi* Raus., *Novella evoluta* Grozd. et Gleb., *N. primitiva* Raus., *Eostaffella pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *E. postmosquensis* Kir., *E. ex gr. varvariensis* Brazhn. et Pot., *E. aff. varvariensis* var. *umbonata* Brazhn., *Ozawainella eoangulata* Kir., *Oz. alchewsktensis* Pot., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. cf. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Profusulnella* ex gr. *primitiva* Sosn., *Pr. rhomboidales* Lee et Chen, *Donezella* (водоросли).

Кроме того, в отложениях башкирского яруса встречена фауна пелеципод (по определениям П. Л. Шульги): *Anthraconello* cf. *vita* Tschern., *Leda snjatkovii* Fedot., *Carbonicola nucularis* Hind, *C. ovalis* Mart., *C. cf. angulata* Ryckh. var. *gigantea* Tschern., *Najadites quadrata* Sow., *N. cf. excavata* Tschern. и брахиопод (по определениям Д. Е. Айзенверга): *Lingula* sp., *Chonetes* ex gr. *carboniferus* Keys., *Productus (Buxtonia)* ex gr. *ivanovi* Lich., *Reticularia lineata* Mart. и черви — *Spirorbis* sp., а также споры растений (по определениям А. М. Ищенко): *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Isch., *Azonomonoletes* aff. *media* (Waltz) Isch., *Az. vulgaris* (Ibr.) Isch., *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Isch., *Hym. globiformis*, (Ibr.) Isch. (Айзенберг, Бражникова, Ищенко и др., 1953). Мощность вскрытой толщи башкирского яруса определяется примерно в 170—230 м.

Отложения башкирского яруса Н. Е. Бражниковой подразделяются на две части: нижняя часть башкирского яруса, охватывающая верхнюю часть свиты S^5_1 и свиту C^1_2 , выделявшиеся ранее в верхний наюр S_1 и верхняя часть башкирского яруса, в пределах свит S^2_2 — C^4_2 Донецкого бассейна. Эти отложения имеют широкое распространение на территории Днепровско-Донецкой впадины.

Московский ярус S_2ms . Отложения московского яруса вскрыты в северной части впадины в районах Засулья, Смелого и г. Чернигова, а в южной части — в районе с. Колайдинцы. Это песчано-глинистая толща, представляющая собой чередование песчаников зеленовато-серых и серых (преобладают) и уплотненных песчаных глин, с прослойками известняков и глинистых сланцев.

Эти отложения, по данным М. П. Кожич-Зеленко, характеризуются повышенной слюдистостью и присутствием цирконово-гранатовой ассоциации минералов. Из рудных минералов в большом количестве встречаются ильменит с лейкоксеном, магнетит, реже гидрогетит и пирит. Спорадически встречается барит. Из карбонатов, кроме кальцита, обнаружен доломит, сидерит и анкерит. В незначительном количестве встречаются рутил, турмалин, роговая обманка, апатит, корунд, брукит, анатаз, хлоритоид, титанит и монацит. В легкой фракции данных пород, кроме кварца, повышенного количества полевых шпатов, глинистых минералов и слюды, местами встречаются обломки других пород, вторичный кварц и углистые сланцы. Агрегаты вторичного кварца состоят из тонкозернистой разновидности. Глинистые минералы в пестроцветных

отложениях карбона представлены бейделлитом. Характерным признаком для отложений московского яруса является ступенчатая поверхность граната.

Эта толща содержит следующую фауну (по определениям Н. Е. Бражниковой, Л. Г. Дайн, Б. И. Чернышева и П. Л. Шульги): *Hyperammna* sp., *Ammodiscus* aff. *incertus* d'Orb., *Amm. magnus* Dain, *Ammovertella* ex gr. *latimerensis* Gall. et Haret., *Climacammina* sp., *Bradyina* cf., *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Fustella* cf. *typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrnb. et Moell.), *Ps. parasphaeroidea* Lee et Chen, *Ps. confusa* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* (Colani), *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F.* ex gr. *pseudoboeki* Lee et Chen, *Hemifusulina elliptica* (Lee), *Fusulina* ex gr. *cyllindrica* Fisch., *Phestia inflatiformis* Tschern., *Phestia illinskiensis* Tschern., *Aviculopecten verbecki* Flieg., *Myalina* aff. *sublamellosa* Ether. jun., *Estheria simoni* Pruv.; флору (по определениям Е. О. Новик): *Neuropteris gigantea* Sternb., *N. heterophylla* Brongn., *Sphenopteris* aff. *bella* Stur., а также споры растений (по определениям А. М. Ищенко): *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Isch., *Hym. globiformis* (Ibr.) Ish., *Zonales pumicosus* (Ibr.) Lub., *Lophotriletes microgranifer* (Ibr.) Isch., *Azonomonoletes vulgaris* (Ibr.) Isch., преобладает спора *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Isch., которая является руководящей для среднего карбона (Айзенберг, Бражникова, Ищенко и др., 1953). Общая мощность отложений московского яруса равняется 220—230 м.

Отложения московского яруса, по данным микрофауны, подразделены Н. Е. Бражниковой на две части: нижнюю C_2ms^1 , соответствующую свитам C_2^5 — C_2^6 , и верхнюю, C_2ms^2 , соответствующую свите C_2^7 и нижней части свиты C_3^a , ниже известняка N_2 Донецкого бассейна. Последние представлены пестроцветами и практически неотделимы от верхнего карбона.

Общая мощность всего среднего карбона (без свиты C_2^7) достигает 550—600 м.

Верхний карбон C_3 . Отложения верхнего карбона в Днепро-Донецкой впадине палеонтологически почти не охарактеризованы, что не дает возможности их расчленить на касимовский — C_3ks и гжельский — C_3uj ярусы; они развиты в осевой и северной части впадины на Роменском куполе, к северу от Ромен, в районе Смелого и предположительно в районе г. Чернигова.

Отложения верхнего карбона представлены пестроцветами следующего состава (снизу вверх):

а) красные и сургучно-красные глины — с голубыми разводами, переслаивающиеся с желтыми, голубыми и фиолетовыми глинами;

б) серые, зеленые и редко пестрые глины с прослойками песков, песчаников и доломитизированных известняков. Кроме того, в Ромнах в толще пестроцветов был вскрыт пласт конгломерата и прослой угля.

По данным М. П. Кожич-Зеленко, верхнекаменноугольные отложения содержат большое количество пирита и слюды. Легкая фракция этих пород отличается значительным количеством полевых шпатов, составляющих 20 и 32% всей легкой фракции. Полевые шпаты большей частью выветрелые.

Верхний карбон на территории Днепро-Донецкой впадины палеонтологически почти не охарактеризован. Здесь встречена только фауна фораминифер (по данным Н. Е. Бражниковой, и Л. Г. Дайн): *Hyperammna* sp., *Ammodiscus* sp., *Ammovertella* sp., *Tolypammna* sp., *Glomospira* sp. и комплекс спор растений, определенных А. М. Ищенко.

Общая мощность верхнего карбона 115—360 м. Возможно, что отложения верхнего карбона вскрыты скважиной на Глинской структуре в осевой части впадины на глубине 2403 м. Они представлены темно-серыми сливными плотными известняками, переполненными члениками криноидей и остракодами, среди которых Б. И. Чернышев определил: *Bollia* sp., *Bairdia* sp., *Paraparchites* sp.? Все эти роды встречаются в каменноугольных отложениях, причем род *Paraparchites* присущ исключительно верхнему карбону. На основании этого Б. И. Чернышев предполагал, что толща, вскрытая Глинской скважиной на глубине 2403—2406 м, относится к верхам карбона.

Поскольку в среднекаменноугольное время пестроцветные отложения были наиболее развиты в южной части впадины (Лубны, Миргород, Шульговка), а на северном крыле впадины (Ромны, Смелое) накапливались нормальные морские осадки, можно предполагать, что южная часть Днепровско-Донецкой впадины во второй половине башкирского века и в московском веке была поднята относительно ее осевых и северных частей (Айзенберг, 1952 а, 1952 б).

Верхнекаменноугольные отложения рассматриваемого района покрываются пермскими отложениями, широко распространенными в пределах Днепровско-Донецкой впадины (Кожич-Зеленко, 1951), причем, по данным Ф. Е. Лалчик, пермские пестроцветы залегают на разных стратиграфических горизонтах карбона.

Резюмируя изложенные выше данные, характеризующие каменноугольные отложения Днепровско-Донецкой впадины, можно сделать следующие выводы.

1. Каменноугольные отложения в Днепровско-Донецкой впадине представлены, хотя и не всюду в одинаковом соотношении, всеми тремя отделами: верхним (не расчлененным), средним (московский и башкирский ярусы) и нижним (намюрский, визейский и турнейский ярусы).

2. Глубина залегания поверхности карбона в пределах куполов колеблется от 300 (Исачки) до 1100 м (Ромны); в краевых частях впадины — от 780 на севере (Путивль) до 1289 м — на юге (Райозеро); в осевой части впадины (Глинское поднятие) карбон залегают, по видимому, на глубине порядка 2400 м.

Таким образом, глубина залегания поверхности карбона в Днепровско-Донецкой впадине колеблется в значительных пределах и в общем довольно велика. Места относительно неглубокого залегания карбона приурочены к краевым частям впадины, а также к солянокупольным структурам.

3. Мощность каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины по ярусам такова: турнейский ярус 140—170 м (мощность турнейско-нижневизейских отложений в Колайдинцах 1488 м); нижняя половина визейского яруса (зоны C_{1va} — C_{1ve}) — 200 м, верхняя половина визейского яруса (зоны C_{1vf} — C_{1vh}) — 340—544 м; намюрский ярус 100—180 м; башкирский ярус 170—230 м; московский ярус 217—357 м; верхний пестроцветный карбон — 115—360 м.

Общая мощность нижнего карбона 700—1000 м; общая мощность среднего карбона 550—600 м; общая мощность верхнего карбона 115—360 м. Таким образом, общая мощность каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины 1400—2000 м.

4. В пределах Днепровско-Донецкой впадины каменноугольные отложения развиты неравномерно. Наиболее распространены в пределах впадины отложения нижней части среднего карбона, т. е. башкирского яруса, а также верхневизейские отложения нижнего карбона, тогда как турнейские и нижневизейские отложения развиты слабее. Мощность

отложений нижнего карбона в южной части впадины значительно больше, чем в северной. Отложения верхней части среднего карбона или московского яруса развиты исключительно на северном крыле впадины и в районе Черниговского поднятия (Ромны, Засулье, Смелое, Чернигов). В южной части впадины московский ярус отсутствует, что свидетельствует о начавшихся здесь в верхнебашкирское и послебашкирское время поднятиях (наличие пестроцветов в Радченковских скважинах), в то время как в осевой части впадины на фоне общего поднятия продолжалось прогибание.

5. Наличие пестроцветов в верхнем карбоне и верхней части среднего карбона в осевой части впадины свидетельствует о том, что поднятия затем охватили всю Днепровско-Донецкую впадину. Поднятия эти были длительными и соответствуют периоду времени от конца среднего карбона до начала юры.

6. В северной краевой части впадины (Путивль и Смелое) на кристаллических породах докембрия залегают непосредственно средне- и верхневизейские отложения; турнейские, нижневизейские и девонские отложения здесь отсутствуют. В южной краевой части впадины (Рай-озеро) на кристаллическом фундаменте залегают отложения верхней части нижнего карбона, предположительно намюрского возраста.

7. В районе Чернигова, на левом берегу р. Днепра, турнейские и нижневизейские отложения отсутствуют, а верхневизейские отложения (С_vf) залегают непосредственно на вулканогенных породах типа базальтов и диабазов и на туфобрекчиях, вскрытых в районе с. Мохначи на глубине 1587—1797 м. Это дает основание предполагать наличие древнего поднятия в районе Чернигова.

8. Резкое различие в геологическом строении района Кореневской структуры в Припятском прогибе и района г. Чернигова на левом берегу р. Днепра свидетельствует, очевидно, о поднятиях Белорусского массива, происходивших в конце нижнего карбона (начиная с намюрского яруса и, возможно, в верхнем визе). В результате этих поднятий связь между Припятским прогибом Белоруссии и Днепровско-Донецкой впадиной прекратилась в конце нижнего карбона.

Накопившийся в результате глубокого бурения огромный фактический материал по палеозою Днепровско-Донецкой впадины дает возможность восстановить некоторые элементы истории формирования впадины.

Начало нижнего карбона (турнейский век) было одним из тех моментов, когда на территории Русской платформы происходили обширные трансгрессии. К этому времени в Донецком бассейне приурочено начало новой трансгрессии моря, более обширной и значительной, чем девонская. Юго-восточная часть Украинского кристаллического массива была покрыта морем. В Донецком бассейне отлагались большие толщи сплошных чистых известняков. Непосредственной близости берега в фациальном составе турнейских осадков юго-западной окраины Донецкого бассейна не чувствуется. По-видимому, на юге море, перекрывая Украинский кристаллический массив, соединялось непосредственно с Тетисом.

К западу от Донбасса турнейское море вдавалось в область Днепровско-Донецкой впадины и доходило до среднего течения р. Днепра (район хут. Михайловского, Павлограда и Ново-Московска, рис. 41).

Турнейские отложения в Павлоградско-Новомосковском районе представлены известняками, неоднородными по литологическому составу. Нижняя часть известняковой толщи обогащена кварцем и калиевым полевым шпатом, что, по-видимому, свидетельствует о близости берега нижнетурнейского моря. Турнейские карбонатные осадки развиты в До-

нецком бассейне, в Воронежской области (Тихий, 1941 а, 1941 б) и в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Терригенные турнейские осадки широко развиты в северо-западной части впадины и в южной части Белоруссии, где они констатированы в Старобинском районе и в устье р. Горыни при впадении ее в Припять. Как далеко они простираются далее на запад, пока неизвестно.

Для этого времени характерна низкая суша с довольно развитой наземной флорой. Суше свойственны отдельные лагуны повышенной солености, в которых происходило образование химических осадков. Не исключена возможность сообщения между впадинами Днепровско-Донецкой, Подмоскворной и Львовско-Люблинской; однако в районе г. Чернигова, на левом берегу р. Днепра, осадки турнейского яруса отсутствуют.

В нижневизейское время в Донецком бассейне и в прилегающих с севера частях территории (воронежский карбон) существовало открытое море; оно перекрывало юго-восточную часть Украинского кристаллического массива и простиралось в пределы Днепровско-Донецкой впадины к западу от р. Орели. Близости берега в Донбассе по характеру нижневизейских осадков не чувствуется и только по отложениям зоны $C_{1v\epsilon}$ можно предполагать некоторое обмеление моря. Карбонатные осадки выявлены в районе Павлоград — Ново-Московск — хут. Михайловский, восточная часть Днепровско-Донецкой впадины. К западу от р. Орели развиты лагунноконтинентальные терригенные осадки, которые, очевидно, близки к континентальным отложениям южной части Белоруссии.

На левом берегу р. Днепра к западу от г. Чернигова турнейские и нижневизейские осадки отсутствуют и карбонатные верхневизейские породы зоны $C_{1v\zeta}$ залегают непосредственно на диабазовом порфирите. Это дает основание предполагать наличие древнего поднятия в районе г. Чернигова (рис. 42).

Новая трансгрессия моря началась в верхневизейское время. Обращает на себя внимание повсеместное распространение карбонатных отложений верхневизейского возраста, соответствующих зоне $C_{1v\zeta}$ (А. П. Ротай). Это дает основание предполагать наличие широкой верхневизейской трансгрессии. Море в это время занимало почти всю территорию Европейской части СССР, в том числе Донецкий бассейн, всю Днепровско-Донецкую впадину, южную часть Белоруссии и через Припятский прогиб широко соединялось с Львовским морем и далее с Западноевропейским (рис. 43).

В пределах Павлоградско-Новомосковского района широко развиты известняки и карбонатные глины с многочисленными остатками фораминифер и брахиопод; встречаются также кораллы. Состав фауны ясно свидетельствует, что эти отложения соответствуют зонам $C_{1v\zeta}$ — $C_{1v\eta}$. Известняки нижней части зоны $C_{1v\zeta}$ вскрыты также в южной части Белоруссии, на Кореневской структуре.

Во вторую половину верхневизейского времени происходило поднятие рассматриваемых площадей, захватившее и остальную территорию Русской платформы; поднятие осложнилось вторичными циклами опусканий и поднятий местного порядка.

Верхневизейское море в пределах Донецкого бассейна с начала времени $C_{1v\eta}$ быстро мелеет. Вместо известняков там начинает отлагаться обломочный глинисто-песчаный материал. В Донбассе установился иной режим движений, отличающийся более частыми пульсирующими колебаниями. Эта характерная для Донбасса эпоха продолжалась с верхов визейского яруса до перми. Результатом ее является огромная

10-километровая толща переслаивающихся морских и континентальных пород: известняков, песчаников, глинистых сланцев, алевролитов и углей. С этого времени Донецкая геосинклиналь приобрела

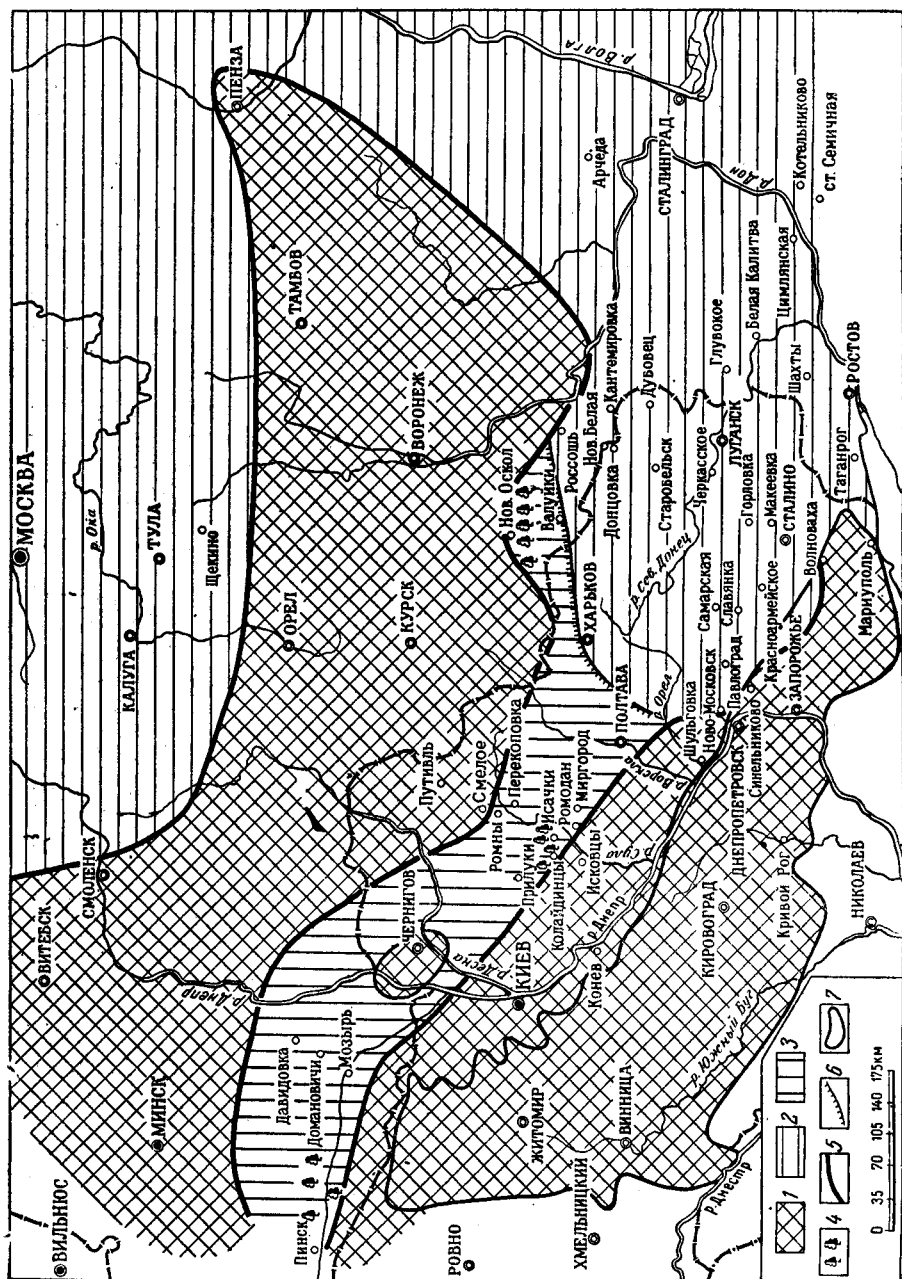


Рис. 41. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско Донецкой впадины и прилегающих районов. Турнейский век

1—область, где отсутствуют осадки турнейского яруса; 2—морские карбонатные отложения; 3—прибрежные песчано-глинистые отложения; 4—континентальные отложения с флюором; 5—граница современного распространения отложений турнейского яруса; 6—граница флиш; 7—кон-

целый ряд специфических черт и стала резко отличаться от Русской платформы.

Если до конца времени S_{1vj} к югу и юго-западу от Донецкого бассейна было открытое море и провинция сноса терригенного материала располагалась на юго-западе, то позднее, начиная со времени S_{1vg} , эти

источники сноса (суша) появились в непосредственной близости от Донецкого бассейна. Очевидно с этого времени юго-восточная часть Укра-

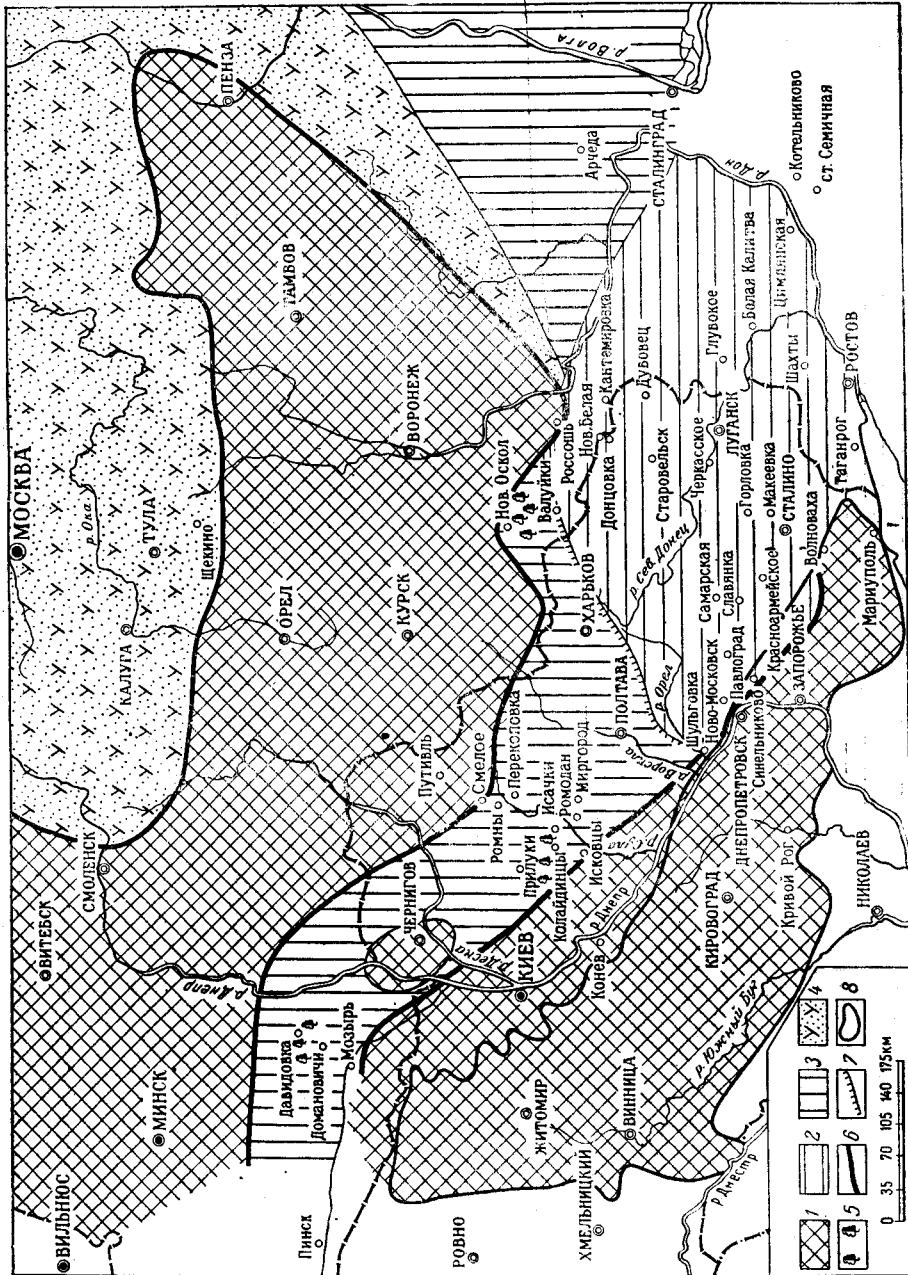


Рис. 42. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в нижневизейское время

1 — область, где отсутствуют осадки нижнепалеозойского времени; 2 — морские карбонатные осадки; 3 — прибрежные песчано-глинистые отложения; 4 — континентальные отложения с флорой; 5 — континентальные отложения с углем; 6 — граница современного распространения осадков нижнепалеозойского времени; 7 — граница фаций; 8 — контур Украинского кристаллического массива

инского кристаллического массива поднялась из-под уровня моря. Это время отвечает распространению лесных массивов, связанных с обширными болотными низменностями, что в совокупности создало благоприятные условия для угленакопления (рис. 44).

Верхневизейские отложения широко распространены на территории Днепровско-Донецкой впадины. Они представлены терригенными поро-

лами, содержащими прослойки известняков. В южной части Белоруссии верхневизейские терригенные осадки, очевидно, отсутствуют.

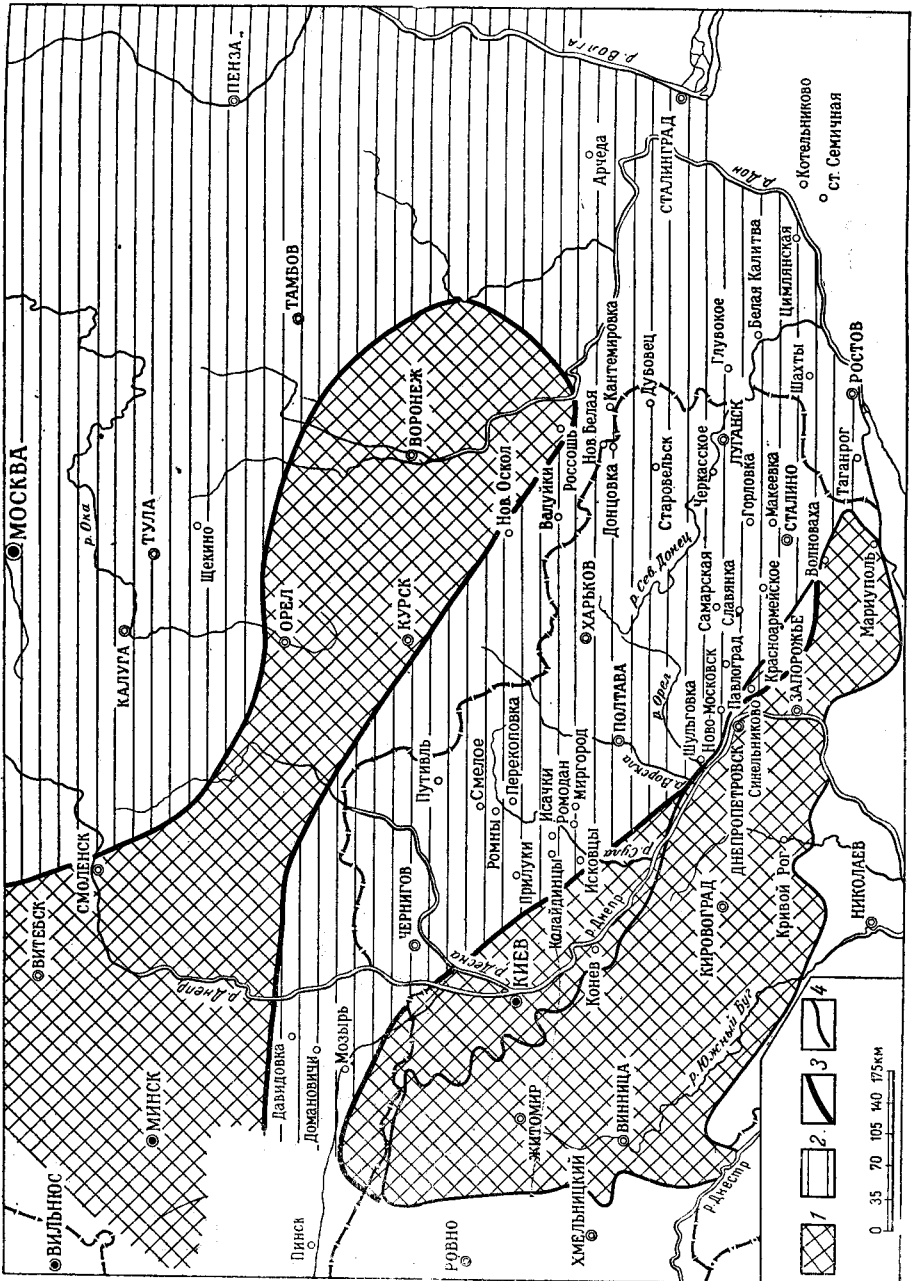


Рис. 43. Схематическая карта распространения верхнедевонских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в начале верхневизейского времени

1—области, где отсутствуют осадки верхневизейского времени; 2—морские карбонатные отложения; 3—граница современного распространения осадков верхневизейского времени; 4—контур Украинского кристаллического массива

Распространение отложений намюрского яруса на территории Днепровско-Донецкой впадины несколько сокращается по сравнению с визейскими. Нижненамюрское море охватывало осевую часть впадины; оно перекрывало также Воронежский массив (рис. 45).

Верхненамюрское море охватывало территорию Донецкого бассейна

и бывшую Центральную Черноземную область; в Днепровско-Донецкую впадину это море, очевидно, почти не заходило.

Происходившие на территории Подмосковного бассейна в конце нижнего карбона поднятия распространились и на Белоруссию. С этого

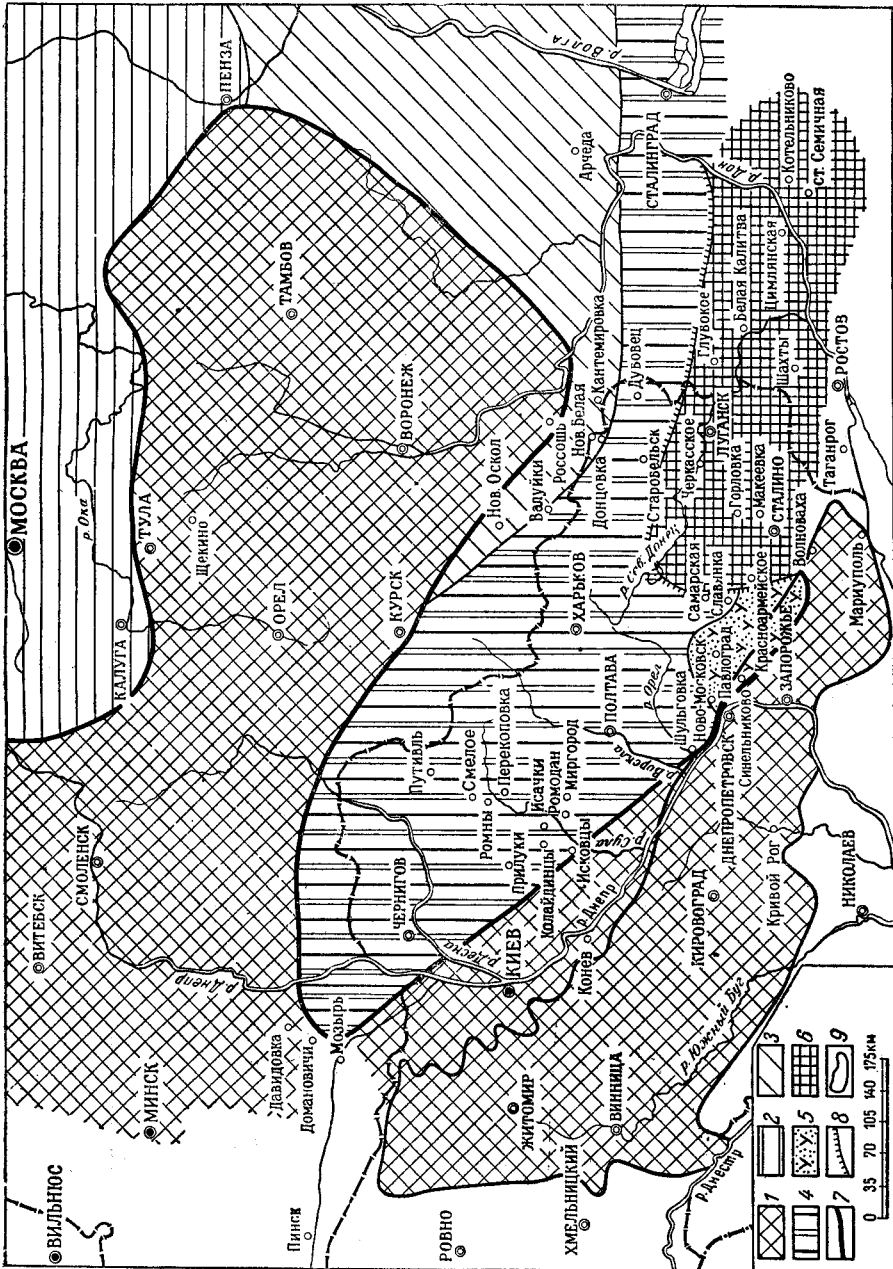


Рис. 44. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в конце верхнекарбонского времени

1 — области, где отсутствуют осадки верхнекарбонского времени; 2 — морские карбонатные осадки; 3 — известняки с прослойками глины и мергелей; 4 — прибрежные песчано-глинистые осадки с прослойками известняка; 5 — континентальные отложения с углями; 6 — Донецкая геосинклинальная область; 7 — граница современного распространения осадков верхнекарбонского времени; 8 — граница фаций; 9 — контур Украинского кристаллического массива

момента Днепровско-Донецкая и Львовско-Люблинская впадины были разведены до конца каменноугольного периода.

Раннебашкирское время в Донецком бассейне и на территории Днепровско-Донецкой впадины характеризуется широким развитием морской трансгрессии; море простиралось в далекие западные части впадины

(Ромны, Смелое, район Чернигова). В бортовых частях впадины нижнебашкирские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте (рис. 46).

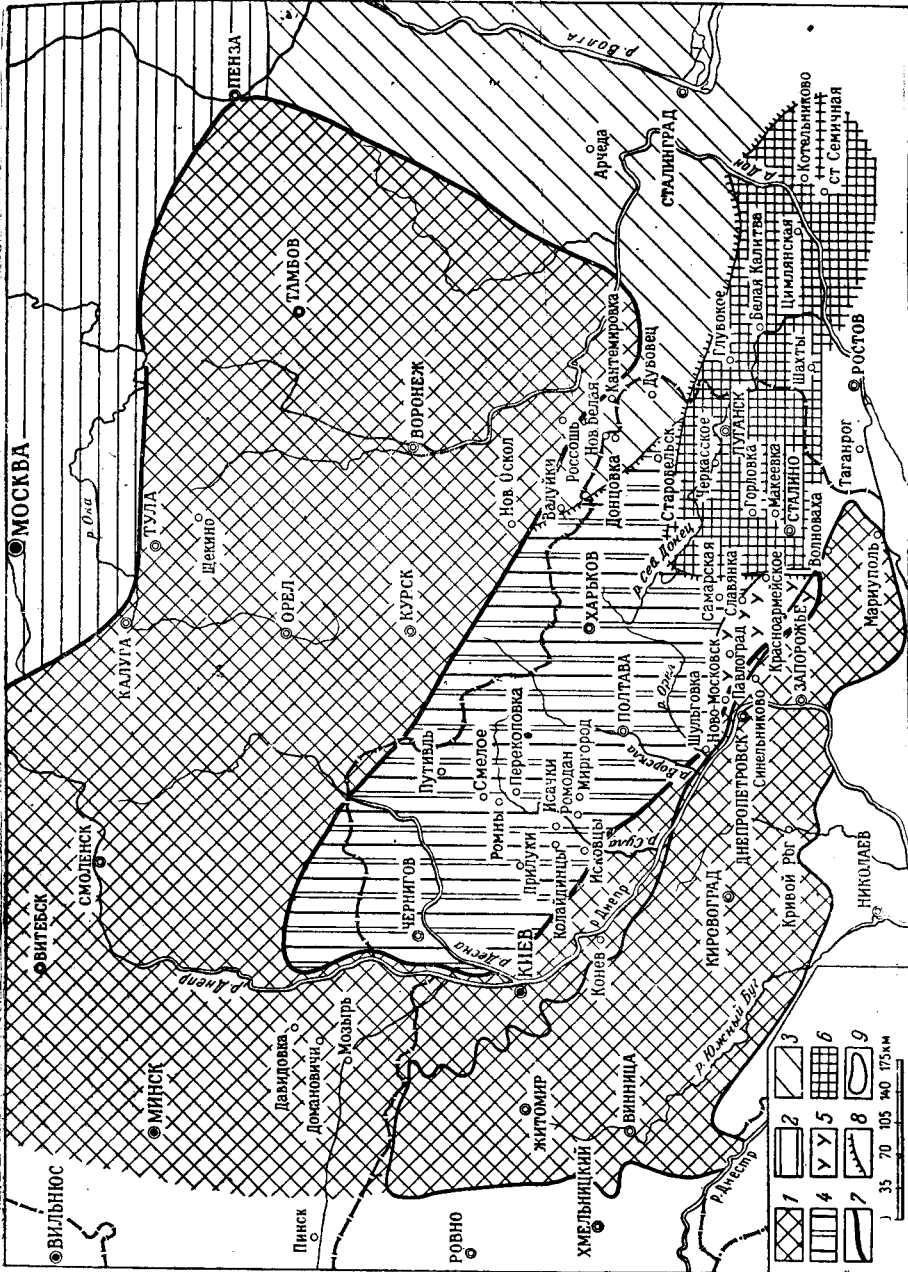


Рис. 45. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в намюрский век
 1—область, где отсутствуют осадки намюрского яруса; 2—морские карбонатные осадки; 3—осадки мелкого моря—известняки, глин и мергели; 4—прибрежные песчано-глинистые осадки с прослоями известняков; 5—район гредологического распространения углей; 6—Днепровско-Донецкая геосинклинальная область; 7—граница современного распространения осадков намюрского века; 8—граница фаций; 9—контур Украинского кристаллического массива

Позднебашкирское время характеризуется значительным сокращением площади моря, о чем свидетельствует появление крупнозернистых песчаников и пестрая окраска пород.

Отложения московского яруса на территории впадины распространены гораздо меньше, чем отложения башкирского яруса, что связано, очевидно, с начавшейся на западе регрессией моря. В связи с поднятиями

территории, прилегающей к Украинскому кристаллическому массиву, они накапливались в виде неширокой полосы только в осевой части впадины (рис. 47).

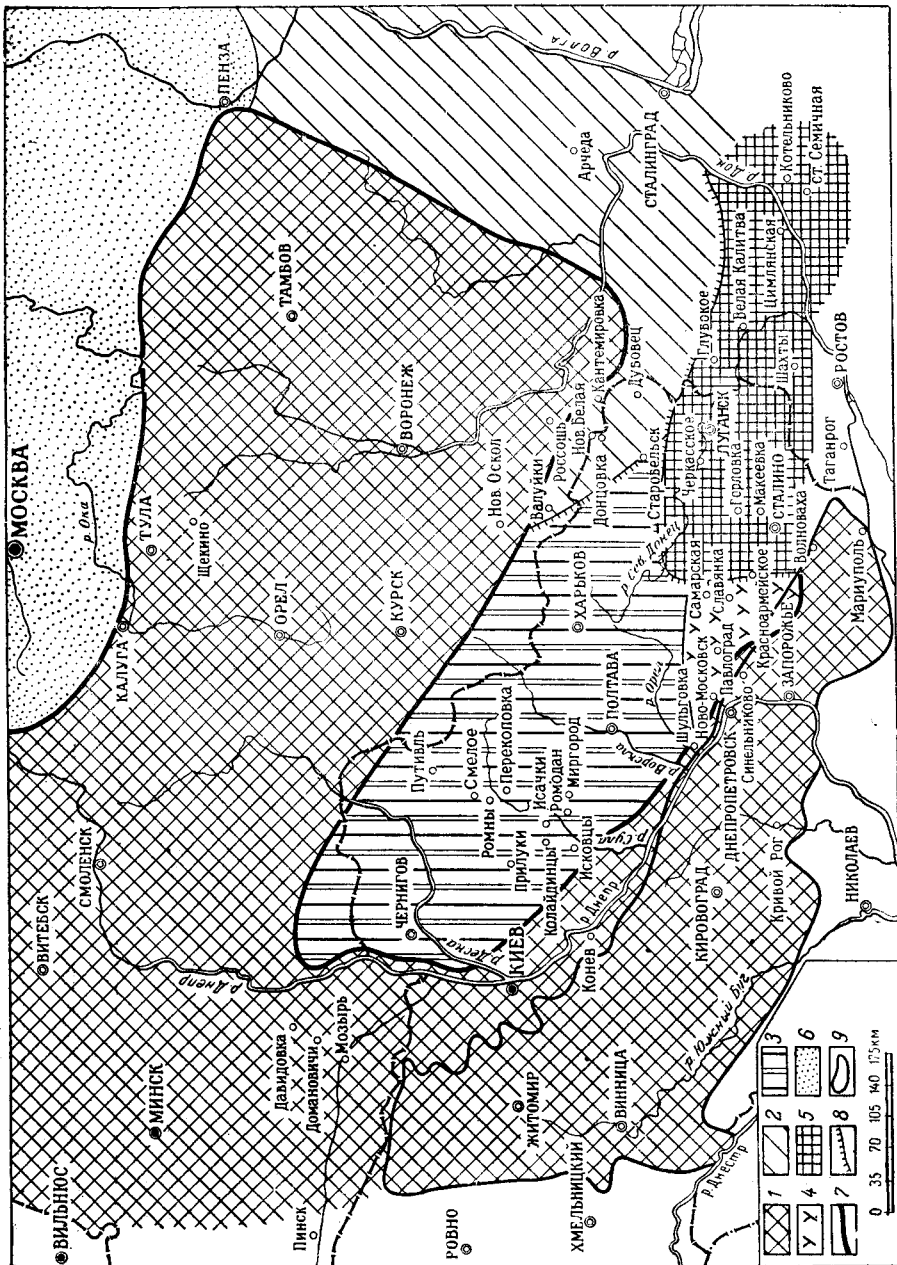


Рис. 46. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в башкирский век

1—область, где отсутствуют осадки башкирского века; 2—морские отложения: известняки, глины и мергели; 3—прибрежные песчано-глинистые отложения с прослоями известняков; 4—район редкого современного распространения углей; 5—Донецкая геосинклинальная область; 6—континентальные песчано-глинистые пестроцветные отложения; 7—граница современного распространения осадков башкирского века; 8—граница фаций; 9—контур Украинского кристаллического массива

В верхах московского яруса (свита C_2^7) появляется устойчивая пестроцветная окраска пород, связанная с интенсивными поднятиями, широко распространившимися на территории Днепровско-Донецкой впадины.

В верхнем карбоне поднятия охватили всю территорию Днепровско-Донецкой впадины, что выразилось в широком накоплении пестроцветов.

Верхне-каменноугольные пестроцветы развиты в осевой части впадины и имеют еще более ограниченное распространение, чем осадки верхней половины среднего карбона (рис. 48).

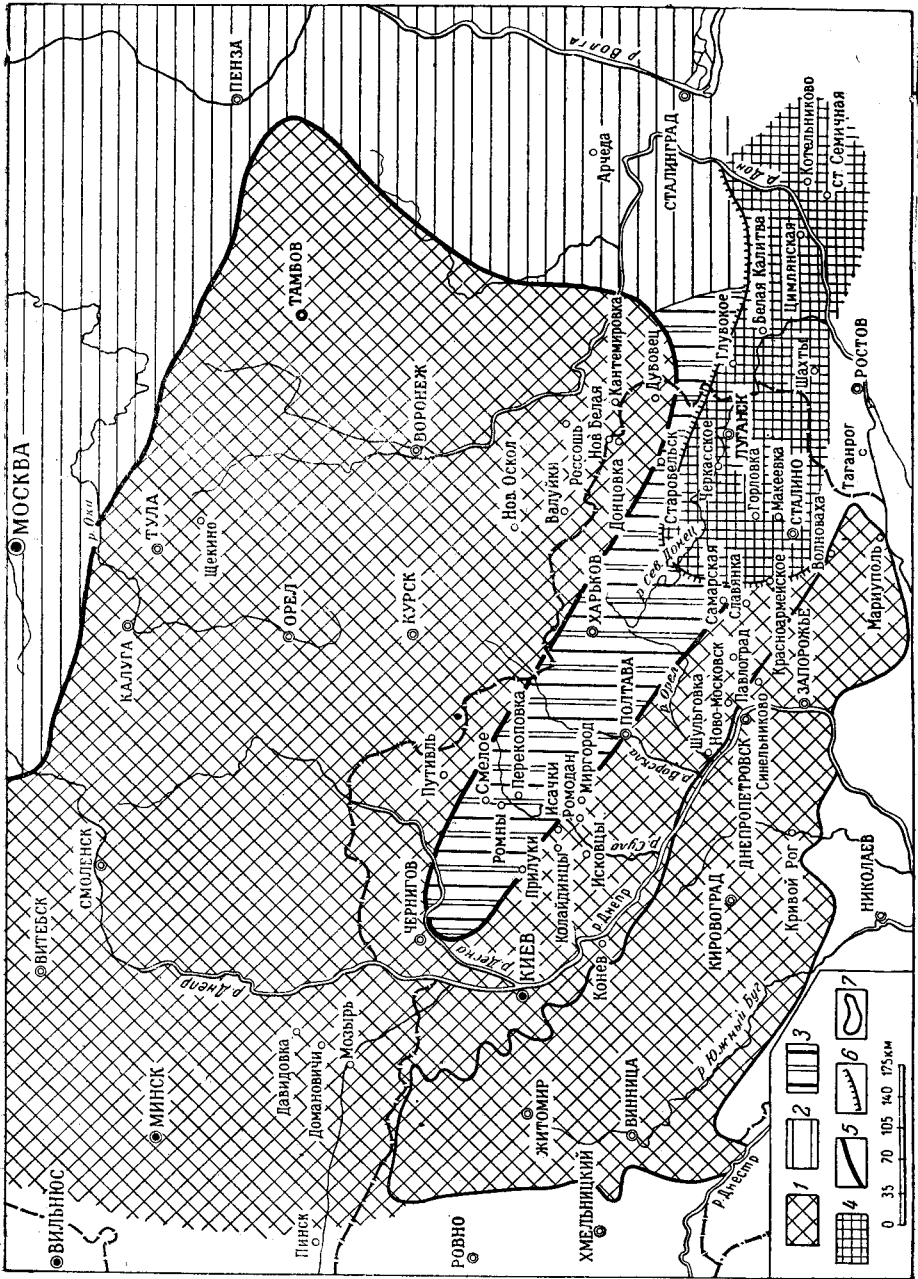


Рис. 47. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в Московский век

1—область, где отсутствуют осадки московского яруса; 2—морские карбонатные отложения; 3—прибрежные песчано-глинистые отложения с прослоями известняка; 4—Донецкая геосинклиальная область; 5—граница современного распространения осадков московского яруса

В пределах Днепровско-Донецкой впадины пестроокрашенные породы наблюдаются в отложениях разных ярусов карбона, но особенно свойственны они верхам среднего карбона (свита C_2^7) и верхнему карбону, почти не отделимому от верхов среднего карбона. Таким образом,

поднятия были длительными и захватили значительный отрезок времени от верхов башкирского яруса до начала юры.

Такова в основных чертах геологическая история Днепровско-Донецкой впадины в каменноугольный период.

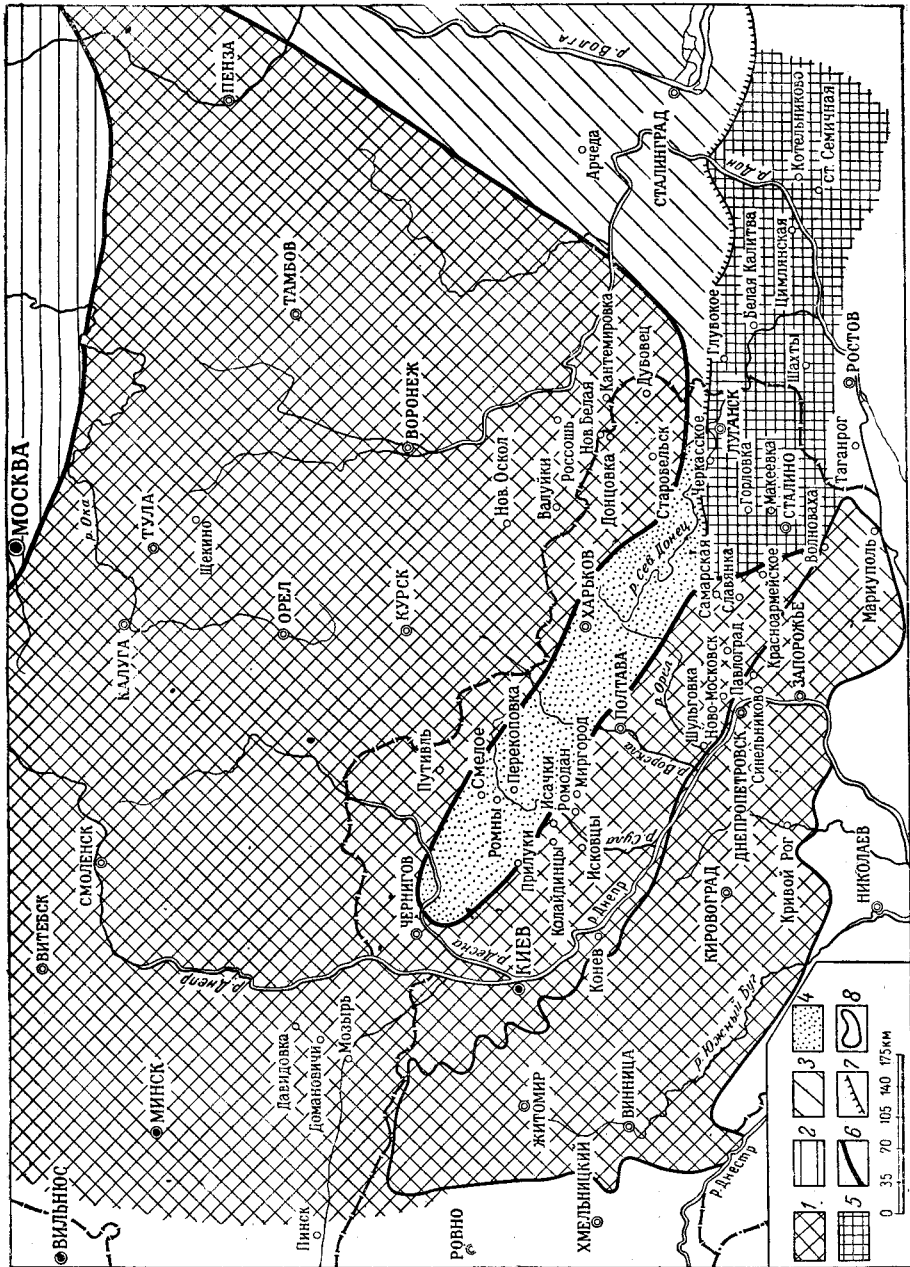


Рис. 48. Схематическая карта распространения верхнепалеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и прилегающих районов в касимовский век

1—область, где отсутствуют осадки касимовского яруса; 2—морские карбонатные отложения; 3—морские отложения: известняки, глины, мергели; 4—континентальные песчано-глинистые пестроцветные отложения; 5—Донецкая гипсниклищанная область; 6—граница современного распространения осадков касимовского яруса; 7—граница фации; 8—контур Украинского кристаллического массива

Каменноугольные отложения западного продолжения Донецкого бассейна

Геологические работы, установившие характер осадков карбона, развитого в области северо-западного продолжения Донбасса, были подробно описаны в труде акад. П. И. Степанова, впервые сформулировав-

Сводные данные по стратиграфии и литологии каменноугольных отложений
Днепровско-Донецкой впадины

Составили Е. О. Новик и Н. Е. Бражникова

Система	Отдел	Ярусы и подъярусы	Сводная литологическая характеристика	Сводная палеонтологическая характеристика
К а м е н н о у г о л ь н а я	Верхний C ₃	Касимовский C ₃ ks (C ₃ п)	Пестроцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты; породы темные кирпично-красные, с прослоями светлых зеленовато-серых; местами встречаются прослойки известняков и обуглившиеся растительные остатки. Мощность 115—360 м	<i>Hyperammina</i> sp., <i>Ammodiscus</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Ammodvertella</i> sp., <i>Tolypammina</i> sp., <i>Anthracomya prolifera</i> , <i>Anthr. aff. palatina</i> , <i>Anthraconauta calcifera</i> , <i>An. cf. sinuata</i> , <i>Calamites</i> , <i>Suckowii</i> Споры: <i>Lophotriletes verrucosus</i> , <i>L. microgranifer</i> , <i>Hymenozonotriletes globiformis</i> , <i>Azonomonoletes vulgaris</i> , <i>Zonales pumicosus</i>
	Средний C ₂	Московский C ₂ ^п	Пестроцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты; породы темные, кирпично-красные с прослоями светлых зеленовато-серых; местами встречаются прослойки известняков и обуглившиеся растительные остатки. Мощность 220—350 м	<i>Hyperammina</i> sp., <i>Glomospira</i> ex gr. <i>duplex</i> , <i>Schubertella obscura</i> , <i>Fusiella</i> cf. <i>typica</i> , <i>Pseudostaffella sphaeroidea</i> , <i>Ps. parasphaeroidea</i> , <i>Ps. ozawai</i> var. <i>compacta</i> , <i>Ps. confusa</i> , <i>Ozawainella angulata</i> , <i>Fusulinella</i> ex gr. <i>bocki</i> , <i>F. ex gr. pseudoboeki</i> , <i>Fusulina</i> ex gr. <i>cylindrica</i> , <i>Neuropteris heterophylla</i> , <i>Cordaites principalis</i> , <i>Blattaria</i> sp Споры: <i>Lophotriletes verrucosus</i> , <i>L. microgranifer</i> , <i>Hymenozonotriletes globiformis</i> , <i>Azonomonoletes vulgaris</i> , <i>Zonales pumicosus</i>
		C ₂ ⁵⁻⁶	Серые, голубовато-серые и темно-серые глинистые сланцы незначительной метаморфизации и глины, переслаивающиеся с рыхлыми песчаниками и песками; небольшие прослойки известняков и углей. Мощность 220—350 м	<i>Hyperammina</i> sp., <i>Hyperamminoides</i> sp., <i>Glomospira</i> ex gr. <i>duplex</i> , <i>Ammodvertella</i> ex gr. <i>latimerensis</i> , <i>Endothyra bradyi</i> , <i>Tetrataxis</i> ex gr. <i>planolocula</i> , <i>Schubertella obscura</i> , <i>Ozawainella</i> cf. <i>pararhomboidalis</i> , <i>Oz. schmitovi</i> , <i>Oz. ex gr. tingi</i> , <i>Profusulinella</i> ex gr. <i>rhomboides</i> , <i>Pr. aljutovica</i> var. <i>elongata</i> , <i>Phestia inflatiformis</i> , <i>Phestia illinskiensis</i> , <i>Aviculopecten verbecki</i> , <i>Myalina</i> aff. <i>sublamellosa</i> , <i>Estheria simoni</i> , <i>Neuropteris gigantea</i> , <i>Neur. heterophylla</i> , <i>Eusphenopteris</i> aff. <i>bella</i> . Споры: <i>Acanthotriletes gibbosus</i> , <i>Lophotriletes verrucosus</i> , <i>L. microgranifer</i> , <i>Azonomonoletes vulgaris</i> , <i>Zonales pumicosus</i> , <i>Acanthotriletes macrurus</i> , <i>Leiotriletes microgugosus</i>

Продолжение табл. 105

Система	Отдел	Ярусы и подъярусы	Сводная литологическая характеристика	Сводная палеонтологическая характеристика
Камеменноугольная	Средний С ₂	Башкирский (С ₂ ¹ -С ₂ ⁴)	Серые и темно-серые аргиллиты, местами с прослойками алевролитов того же цвета и прослоями углей; породы притизированы и переходят в сланцы слюдисто-серцитовые или карбонатные; значительные прослои известняков. Мощность 170—230 м	<i>Ammodiscus compactus</i> , <i>Amm. obscurus</i> , <i>Endothyra</i> ex gr. <i>bradyi</i> , <i>Archaeodiscus baschkiricus</i> , <i>Ar. subcylindricus</i> , <i>Ar. angulatus</i> , <i>Eostaffella</i> ex gr. <i>kaschirica</i> , <i>E. varvariensis</i> , <i>E.</i> ex gr. <i>pseudostruvei</i> , <i>Novella</i> sp., <i>Pseudostaffella antiqua</i> , <i>Ps. composita</i> , <i>Ps. praegorsky</i> , <i>Ozawainella umbonata</i> , <i>Oz. eoangulata</i> , <i>Profusulinella primitiva</i> , <i>Pr.</i> ex gr. <i>rhomboides</i> , <i>Donezella</i> ; гидрактинии; <i>Anthraconeilo</i> cf. <i>vita</i> , <i>Phestia snjatkovi</i> , <i>Carbonicola nuclearis</i> , <i>Car. ovalis</i> , <i>Car.</i> cf. <i>angulata</i> var. <i>gigantea</i> , <i>Najadites quadrata</i> , <i>N.</i> cf. <i>excavata</i> , <i>Lingula</i> sp., <i>Spirorbis</i> sp. Споры: <i>Acanthotriletes gibbosus</i> , <i>Lophotriletes microgranifer</i> , <i>Zonaletes pumicosus</i> , <i>Leiotriletes microrugosus</i> , <i>Acanthotriletes macrurus</i>
		Нижний С ₁	Намюрский С _{1п}	Серые и темно-серые сланцы, глинистые и карбонатные, переслаивающиеся с серыми слюдисто-глинистыми алевролитами с прослоями известняков органогенно-обломочных или битуминозных и со светлыми карбонатно-глинистыми песчаниками. Иногда пестроцветные аргиллиты переслаиваются с розовато-белыми известняками. Мощность 100—180 м

Система	Отдел	Ярусы и подъярусы	Сводная литологическая характеристика	Сводная палеонтологическая характеристика	
К а м е н н о у г о л ь н а я	Н и ж н и й C _{1v}	В и з ь с к и й C ₁	C _{1vg-h}	Серые иногда с зеленоватым оттенком и темно-серые карбонатные аргиллиты, сланцы, тонкозернистые песчаники, карбонатные или слюдисто-глинистые алевролиты с углистыми остатками, среди которых преобладают прослои серых и светло-серых с буроватым оттенком известняков, местами трещиноватых. Мощность 340—545 м	<i>Nanicella</i> sp., <i>Endothyra</i> ex gr. <i>bradyi</i> , <i>Tetrataxis</i> sp., <i>Archaeodiscus krestovnikovi</i> (тонкостенные, много), <i>Eostaffella parva</i> ; <i>Calcifolium</i> (единично); криноиден, мшанки Споры: <i>Acanthotriletes piriformis</i> , <i>Euryzonotriletes crassipaterus</i> , <i>Trilobozonotriletes incisotrilobus</i> , <i>Hymenozonotriletes zonites</i> , <i>H. bialatus</i> , <i>H. commutatus</i> , <i>Trematozonotriletes variabilis</i> , <i>Camarozonotriletes breviculus</i> , <i>Diatomozonotriletes speciosus</i> , <i>Euryzonotriletes sulcatus</i> , <i>Eur. literatus</i> , <i>Stenozonotriletes limbosus</i> , <i>Sten. dissidens</i>
			C _{1vf}	Серые иногда с зеленоватым оттенком и темно-серые карбонатные аргиллиты, сланцы, тонкозернистые песчаники, карбонатные или слюдисто-глинистые алевролиты с углистыми остатками, среди алевролитов преобладают прослои серых и светло-серых с буроватым оттенком известняков, местами трещиноватых. Мощность 340—545 м	<i>Hyperammina vulgaris</i> , <i>Nanicella ukrainica</i> , <i>Endothyra omphalota</i> , <i>End. crassa</i> (крупные), <i>End. similis</i> var. <i>magna</i> , <i>Bradyina rotula</i> , <i>Palaetotextularia</i> sp., <i>Cribrostomum</i> sp., <i>Monotaxis gibba</i> , <i>Archaeodiscus moelleri</i> , <i>Ar. karreri</i> , <i>Eostaffella mosquensis</i> , <i>E. parva</i> , <i>Parastaffella</i> ex gr. <i>struvei</i> , <i>Calcifolium</i> , <i>Schizophoria resupinata</i> , <i>Schellwinella</i> cf. <i>crenistris</i> , <i>Chonetes</i> cf. <i>laguessianus</i> , <i>Chonetes</i> cf. <i>dalmanianus</i> , Pr. (<i>Echinonconchus</i>) cf. <i>elegans</i> , Pr. (<i>Overtonia</i>) ex gr. <i>fimbriatus</i> , Pr. (<i>Linoproductus</i>) ex gr. <i>corrugatus</i> , Pr. (<i>Marginifera</i>) cf. <i>setosus</i> , <i>Camarotoechia</i> ex gr. <i>pleurodon</i> , <i>Spirifer</i> ex gr. <i>trigonalis</i> , <i>Spirifer</i> ex gr. <i>groberi</i> , <i>Athyris</i> cf. <i>ambigua</i> , <i>Cypricardella concentrica</i> , <i>Anthraconeilo laevirostris</i> , <i>Sanguinolites</i> cf. <i>immaturus</i> , <i>Limatulina</i> cf. <i>linguata</i> , <i>Grammatodon</i> cf. <i>tenuistriatus</i> , <i>Edmondia</i> cf. <i>lidiae</i> . Споры те же, что и в вышележащей толще.
			C _{1vd-e}	Переслаивание серых и темно-серых детритусовых известняков со сланцами глинисто-карбонатными с прослоями светло-серых карбонатных песчаников. Мощность 94 м	<i>Ammodiscus</i> sp. nov. N I, <i>Brunsia</i> sp., <i>Endothyra</i> ex gr. <i>similis</i> , <i>End.</i> ex gr. <i>crassa</i> (мелкие), <i>End. globulus</i> , <i>Tetrataxis</i> aff. <i>angusta</i> , <i>Valvulinella</i> sp., <i>Archaeodiscus krestovnikovi</i> (толстостенные, грубопористые), <i>Ar.</i> ex gr. <i>karreri</i> (толстостенные, грубопористые), спикулы губок, <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> . Споры те же, что и в вышележащей толще.

Продолжение табл. 105

Система	Отдел	Ярусы и подъярусы	Сводная литологическая характеристика	Сводная палеонтологическая характеристика
Каменноугольная	Нижний С.	Визейский С _{1v}	Переслаивание серых и темно-серых детритусовых известняков со сланцами глинисто-карбонатными с прослоями светло-серых карбонатных песчаников. Мощность 105 м	<i>Calcisphaera</i> sp. (много), <i>Brunsia pulchra</i> , Br. cf. <i>spirillinoidea</i> , <i>Quasiendothyra</i> sp., <i>Endothyra</i> ex gr. <i>similis</i> , End. cf. <i>staffelliformis</i> , End. ex gr. <i>crassa</i> (мелкие), End. aff. <i>ishimica</i> , <i>Eostaffella</i> ex gr. <i>mediocris</i> , <i>Nodosinella</i> sp., <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> . Споры те же, что и в вышележащей толще.
		Турнейский С _{1t}	Светло-серые, серые и темно-серые неравномернозернистые кварцевые песчаники; пестроцветные сургучно-красные с голубовато-серыми участками уплотненные глины; серые и темно-серые песчаные глины и сланцы. Мощность 140—170 м	<i>Parathuramina armata</i> , <i>Tourayella</i> ex gr. <i>septata</i> , <i>Brunsia</i> sp. (единично), <i>Glomospirina</i> aff. <i>rauserae</i> , <i>Endothyra</i> ex gr. <i>primaeva</i> , End. cf. <i>glomiformis</i> (единично), End. aff. <i>karakubensis</i> , End. ex gr. <i>globulus</i> , End. cf. <i>spinosa</i> , End. cf. <i>tuberculata</i> (в верхней части) <i>Spirifer (Brachithyris)</i> ex gr. <i>peculiaris</i> , <i>Martinia</i> sp.; <i>Sphenopteridium</i> , <i>Rhacopteris</i> aff. <i>inaequilatera</i> , <i>Rhacopteris bipinnata</i> , aff. <i>Adiantites antiquus</i> , aff. <i>Adiantites Machankii</i> , <i>Rhodea</i> aff. <i>Hochstetteri</i> , <i>Rhodea</i> sp., <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> Споры: <i>Dilobozonotriletes campylopterus</i> , <i>Stenozonotriletes facilis</i> , <i>Leiotriletes pseudonigratus</i> , <i>Hymenozonotriletes plusculus</i>

шего идею Большого Донбасса. Но проведенные исследования еще не решили этой проблемы. Только после второй мировой войны были организованы большие поисково-разведочные, геофизические и съемочные работы, использовавшие в больших объемах глубокое бурение и направленные на выявление нефтяных и угольных месторождений.

Проведенные работы вскрыли новые площади распространения каменноугольных отложений и установили, впервые для Донбасса, промышленную угленосность отложений нижнего карбона, ранее считавшихся мало перспективными.

Новые сведения о каменноугольных отложениях области западного продолжения Донбасса относятся к следующим районам:

1) район верховьев р. Самары, где развиты главным образом верхние свиты среднего карбона; 2) район с. Красного Оскола и сс. Корюлька — Большая Камышеваха, где вскрыты осадки верхней части верхнего карбона; 3) район с. Петровского, где разведаны верхние свиты среднего карбона; 4) район с. Волвенково и 5) район северного склона

Украинского кристаллического массива в полосе Петропавловка — Павлоград—Ново-Московск—Царичанка (Нижняя Орель), с широким распространением угленосных нижнекаменноугольных отложений, и частично нижних свит среднего карбона.

Полученные при бурении палеонтологические материалы были изучены сотрудниками отдела палеозоя Института геологических наук АН УССР, треста «Артемуглеразведка» и Украинского геологического управления. Результаты этих работ явились основанием для стратиграфического подразделения и корреляции вскрытых бурением толщ. В данной работе использованы также и другие сведения о карбоне западной части Донбасса, имеющиеся в литературе (Ротай, 1939; Ершов, 1933; Кумпан и Борисевич и др.); кроме того, учтены работы, характеризующие отдельные районы Днепровско-Донецкой впадины (Новик, 1944, 1949; Бражникова, Кожич-Зеленко).

Ниже приводится описание каменноугольных отложений по отдельным районам.

Район верховьев р. Самары. Поиски угленосных свит карбона были начаты в этом районе в 1924—1925 гг., после некоторого перерыва были возобновлены в 1938 г. и продолжались до 1941 г. В результате была установлена возможность дальнейшего расширения границ угленосной площади к северо-западу, за р. Самару. После войны поисково-разведочные работы в районе верховьев р. Самары были начаты Украинским геологическим управлением в 1946 г. и продолжались до 1950 г. Была разведана полоса угленосных отложений по простиранию до 10 км и вкрест простирания до 4 км (С. К. Комоцкий, В. А. Нечаев, М. М. Финкельштейн, Б. С. Ковалев).

Глубина залегания каменноугольных отложений, составляющая здесь около 300 м, к северо-западу значительно возрастает и в районе Гавриловка—Дубово превышает 500 м. Разведанную толщу слагают главным образом верхняя часть свиты S_2^5 , свита S_2^6 и нижняя половина свиты S_2^7 . Вся толща сохраняет свойственный Донбассу тип строения, с частым чередованием осадков различных фаций; обращает на себя внимание значительное уменьшение роли известняков в свите S_2^6 . Общая мощность вскрытой толщи карбона достигает 550 м.

В пределах вскрытого комплекса, особенно в свите S_2^6 , присутствуют угольные прослои и пласты рабочей мощности марок Д и Г.

Каменноугольные отложения района залегают моноклинально, простираясь в северо-западном направлении и довольно полого падая к северо-востоку (10—15°). Спокойное залегание каменноугольных свит осложняют надвиги, являющиеся продолжением нарушений, установленных ранее к юго-востоку от р. Самары. Последние простираются в направлении северо-запад — юго-восток; амплитуда их достигает 250 м.

Район Красного Оскола. Буровые работы, начатые здесь в 1947—1948 гг., имели целью выявление угленосности верхних свит верхнего карбона, известных в обнажениях по рр. Осколу и Бахтыну.

В результате (В. Ф. Близнюк) была вскрыта верхняя часть отложений верхнего карбона, отвечающая верхней половине свиты S_{3av} (авиловской) и свите S_{3ar} (араукаритовой).

Разрез этих отложений характеризуется широким развитием глинистых и песчано-глинистых сланцев, часто пестроцветных, с мощными пачками песчаников, наличием ряда известняковых горизонтов и тонких углистых прослоев.

В низах разреза, выше известняка, сопоставленного нами с пластом O_4^1 Бахмутской котловины, залегают мощные (до 80 м) песчаники.

В верхней части разреза почти постоянно присутствуют известняки горизонтов O_6 , O_6^1 и P_1 . Последний горизонт характеризуется здесь довольно большим комплексом органических остатков нормально морского типа. К важнейшим из них относятся: *Rhipidomella* cf. *pecosi* Marcou (много), *Chonetes uralicus* Moell (много), *Ch.* aff. *uralicus* Möll., *Ch. pygmaeus* Loeszy, *Productus* (*Dictyoclostus*) *donetzianus* Lich., var. (много), *Pr.* (*Marginifera*) *bachmuticus* Lich. (много), *Spirifer* (*Chorictites*) cf. *panderi* Stuck., *Ambocoelia tscherhyschewi* Lich. (много, иногда образует ракушняк), *Edmondia oblonga* Tschern. (много). К этой части разреза приурочены два тонких угольных прослоя, верхний из которых залегает под известняком P_1 (рис. 49). Мощность верхней части свиты C_{3av} составляет 120—150 м.

В части разреза, соответствующей свите C_{3ar} , отмечается преобладание светлых и пестрых глинистых и песчано-глинистых сланцев. Часто встречаются и песчаники, обычно светлые, мелко- и среднезернистые, глинистые или карбонатные. Нередки известняковые прослои, в ряде случаев содержащие остатки нормально-морской фауны; число таких прослоев доходит здесь до 12. Углистые прослои встречаются редко. Мощность этой части разреза 480 м (рис. 50).

Описанные отложения отличаются довольно сложными условиями залегания, в связи с тем, что они участвуют в строении значительно дислоцированного Краснооскольского поднятия.

Район с. Корулька. Буровые работы в этом районе относятся к 1948—1949 гг. Ими освещены отложения свиты C_{3ar} и верхней части свиты C_{3av} .

Вскрытую толщу слагают главным образом песчаники и песчаные сланцы, глинистые и песчано-глинистые сланцы, часто пестроокрашенные, с углистыми прослоями. Известняки в этой толще почти отсутствуют; встречен лишь известняк, соответствующий пластам O_6 и O_6^1 Красного Оскола, и известняк P_1 (определяемый путем сопоставления отложений с разрезами западной части Донбасса и Красного Оскола). Органические остатки морского типа в разрезе почти отсутствуют. Изредка встречаются плохо сохранившиеся остатки флоры, чаще растительный шлам. Общая мощность этой толщи 800—850 м.

Район с. Большая Камышеваха. Структурно-картировочными работами 1950 г. при оконтуривании Больше-Камышевахского поднятия (А. К. Курилик) были частично вскрыты и верхнекаменноугольные отложения, слагающие сводовую часть поднятия. Судя по данным двух-трех неглубоких скважин, здесь распространены отложения свиты C_{3av} , представленные главным образом глинистыми, слабо метаморфизованными сланцами с редкими и плохо сохранившимися остатками брахиопод, пеллеципод и эстеров; на последних (*Anthracomya prolifera* forma *puella* Wat., *Estheria ritosa* Gold.) и базируется определение стратиграфического положения вскрытой толщи. Эти скважины не дают сплошного увязанного разреза и поэтому их данных недостаточно для суждения о строении и мощности всей свиты.

Аналогичный характер имеют отложения этой свиты и в 25 км к западу, вблизи с. Новая Мечебилровка, в своде установленного здесь палеозойского поднятия (А. К. Курилик).

Район с. Петровское (Петровский купол). Разведочные работы на Петровском куполе, производившиеся неоднократно в довоенное время, не дали достаточных сведений о его структуре и угленосности. Изучение этого месторождения производилось в 1948—1950 гг. трестом «Укруглегеология» и Украинским геологическим управлением (А. П. Стукало).

Были вскрыты, главным образом свиты C_2^6 и C_2^7 ; отложения же свиты C_2^5 были установлены здесь ранее при геологической съемке, в обнажениях по балке Орловой (Н. Ф. Балуховский).

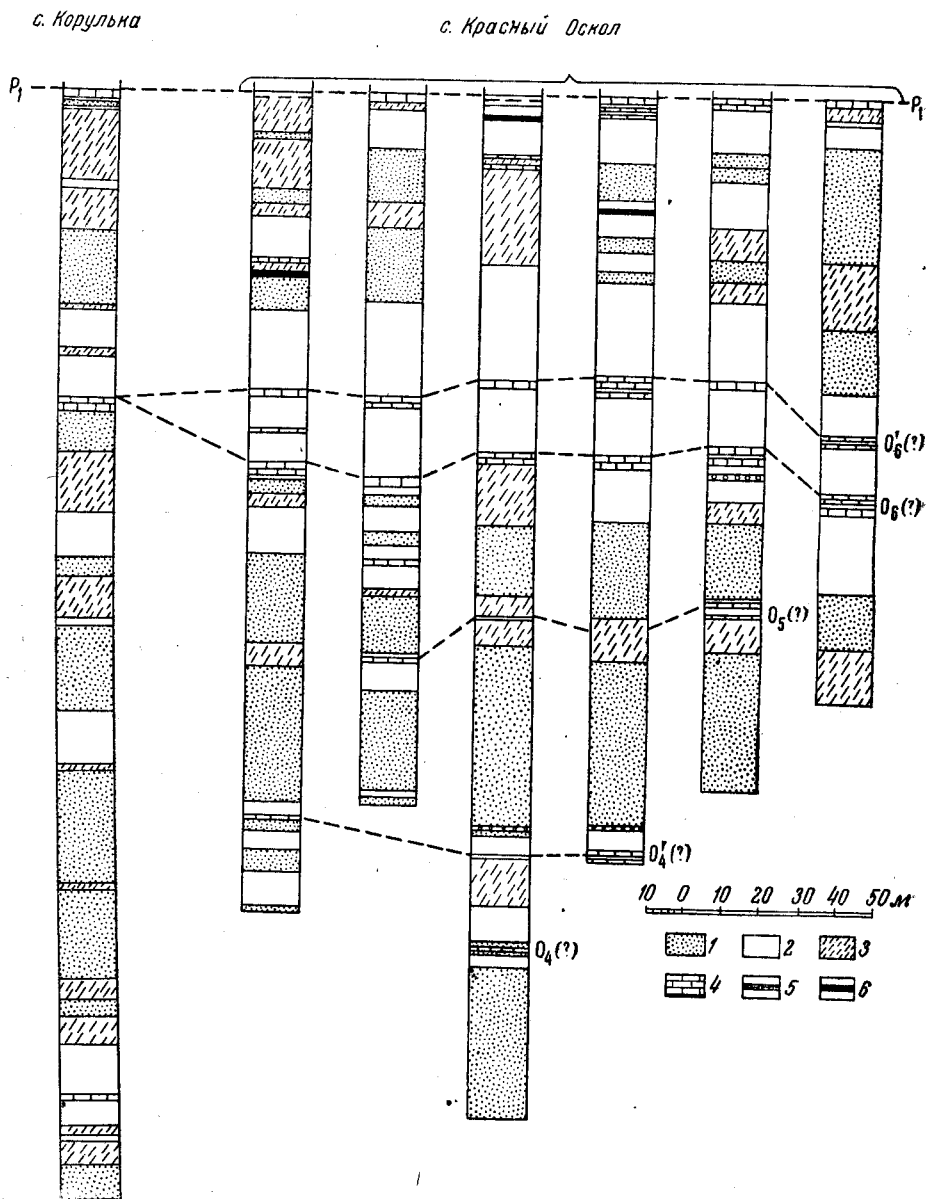


Рис. 49. Сопоставление разрезов свиты C_3^2 (O) авиловской (с. Корулька и с. Красный Оскол)

1—песчаник; 2—глинистый сланец; 3—песчаный сланец; 4—известняк; 5—галечник; 6—уголь

В соответствии с имеющимися данными, сводный разрез этих отложений рисуется в следующем виде. В основании залегают кристаллические известняки K_1 (N_1 по Б. Ф. Мефферту и Г. Н. Фредериксу), прослеженные в балке Орловой и разделенные глинистыми сланцами на три

пачки мощностью 1,3, 1,20 и 6,60 м.

Выше известняков K_1 залегает пятнадцатиметровая толща серых глинистых сланцев, которую покрывает серый мелкозернистый глинисто-слоистый песчаник мощностью до 33 м.

На 10 м выше, в глинистых сланцах залегает пласт угля k_3 (пласт V, по Б. Ф. Мефферту) мощностью до 1 м. К кровле этого пласта приурочены остатки *Carbonicola atra* Tгуем. и *C. fulva* Dav. et Tгуем. (Балуховский и Шульга, 1950), рис. 51.

Выше по разрезу встречается шестиметровая толща глинистых сланцев и серые средне-зернистые, местами конгломератовидные, песчаники мощностью до 24 м. Выше, после 5 м сланцев, лежит уголь (k_6 или пласт IV) мощностью до 0,85 м. Далее вверх—15 м глинистых сланцев и плотный буроватый известняк (K_7) с бедной фауной фораминифер и остатками *Spirifer ex gr. prtiscus* Eichw.; мощность до 1,0 м.

Над известняком K_7 —9 м серых сланцев и толща средне- и крупнозернистых песчаников с линзами конгломерата мощностью до 65 м. Далее 11 м сланцев, углистый сланец (0,2 м) и плотный серый известняк K_8 . На 6 м выше—уголь k_8 (пласт III), мощностью до 0,95 м и известняк L_1 , мощностью до 3,5 м, содержащий обильную микрофауну, среди которой, по данным

П. Д. Потиевской, наиболее существенными являются: *Ammodiscus compactus* Brazhn. et Pot., *Amm. aff. curvus* Pot., *Amm. sp. N 1*, *Ammovertella* sp., *Endothyra bradyi* Mikh., *End. cf. bradyi* var. *maxima* Brazhn. et Pot., *Endothyranella* cf. *gracilis* Raus., *Bradyina* aff. *magna* Roth. et Skinn., *Eostaffella* aff. *acuta* Grozd. et Leb., *Ozawainella angulata* (Col.), *Oz. schmitovi* Sosn., *Profusultnella* sp., *Pseu-*

32*

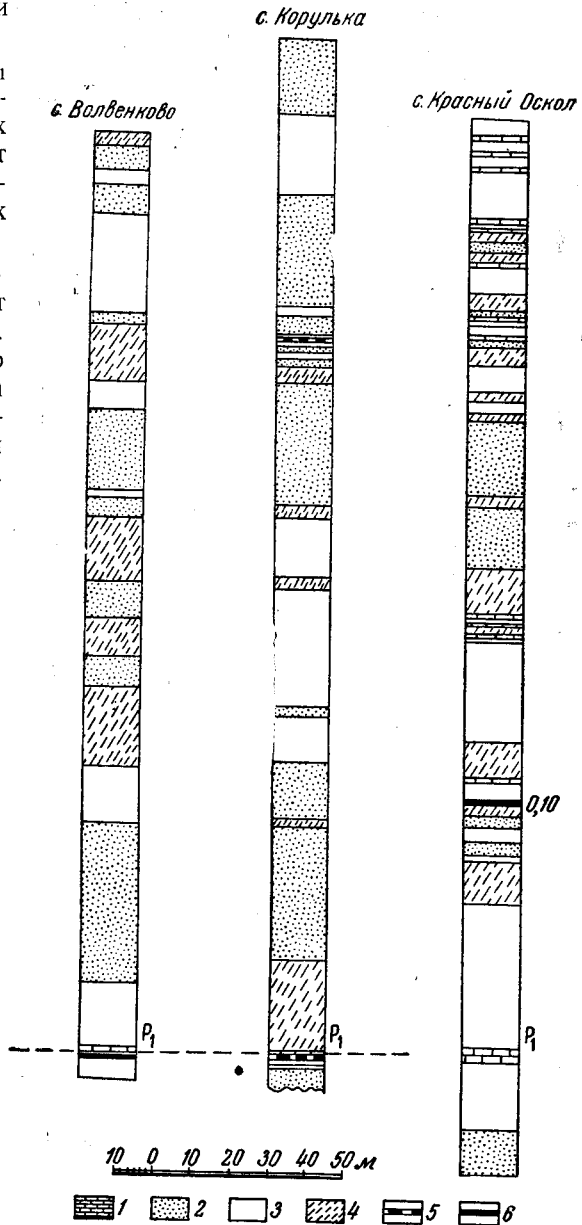


Рис. 50. Разрезы скважин (с. Волвенково, с. Красный Оскол, с. Корулька)

1—известняки; 2—песчаники; 3—глинистые сланцы; 4—песчано-глинистые сланцы; 5—углистые сланцы; 6—уголь

dostaffella ex gr. *ozawai* (Lee et Chen), *Ps.* aff. *ozawai* (Lee et Chen), *Ps. sphaeroidea* (Ehrenb. em Möll.) и многочисленные *Donezella*.

Над известняком L_1 залегает сорокаметровая толща песчаных сланцев с тонкими прослоями серого кварцевого песчаника; в средней части ее иногда встречается тонкий песчаный известняк (до 0,25 м). Выше — мелкозернистые песчаники мощностью до 26,5 м, в ряде случаев замещенные песчано-глинистыми сланцами. В двух метрах над ними лежит угольный пласт I_3 мощностью до 20 м.

Над пластом I_3 залегает толща песчано-глинистых и глинистых сланцев мощностью до 24 м, которую покрывает пачка кварцевого песчаника (мощность 16 м). Выше на 13,5 м над нею — плотный, органогенно-обломочный известняк L_7 (0,4 м).

В 46 м выше по разрезу, над толщей песчано-глинистых сланцев, лежит пласт угля I_8 , состоящий из двух-трех пачек, суммарной мощностью до 0,7 м. Выше — чередование песчаных сланцев и мелкозернистых песчаников мощностью до 24 м и известняк M_1 .

В верхней части разреза устанавливается присутствие известняков M_3 , M_5 , M_6 , M_7 , M_8 и M_9 (синонимика по А. П. Стукало) и ряда угольных прослоев, обычно незначительной мощности. В этой части разреза обращает на себя внимание наличие нескольких мощных пластов песчаника, залегающих между известняками M_3 и M_5 , выше угля m_7 , между известняками M_8 и M_9 . Песчаники эти средне- и крупнозернистые, нередко с кварцевой галькой. Выше известняка M_7 появляется несколько прослоев пестрых глинистых сланцев.

Общая мощность описанного разреза — 1050 м.

Район с. Волвенково. При работах, выявивших и оконтуривших поднятия палеозойских пород у с. Волвенково (в 13 км к северо-западу от с. Петровского) в 1948—1949 гг. бурением была вскрыта верхняя часть верхнекаменноугольного разреза, соответствующая главным образом араукаритовой свите S_{3ar} (Л. С. Палец).

Вскрытая толща сложена довольно однообразной серией пестроокрашенных глинистых и песчаных сланцев и полимиктовых песчаников. В основании толщи вскрыт известняк P_1 , возраст которого определен путем сопоставления с корульским и другими разрезами. Углистые прослои очень редки и обычно незначительной мощности.

Мощность свиты здесь недостаточно уточнена, но составляет не менее 300—350 м.

Район северного склона Украинского кристаллического массива. Начало разведочных работ в этом районе относится к середине 1949 г., когда были вскрыты угленосные отложения явно каменноугольного облика между гг. Павлоградом и Новомосковском. Определение возраста этих отложений (Институт геологических наук АН УССР) показало несомненную принадлежность угленосной толще к визейскому ярусу; тем самым, впервые в истории изучения Большого Донбасса, была установлена промышленная угленосность отложений нижнего карбона. Предварительная стратиграфическая схема вскрытого разреза дана в 1949 г. (Д. Е. Айзенберг). Были выделены: турнейские, нижневизейские и верхневизейские отложения, охарактеризованные соответствующими фаунистическими остатками. Верхневизейские отложения подразделены на: а) подугленосные, близко соответствующие зоне $C_1^v f$ и б) угленосные, примерно соответствующие зонам $C_1^v g$ и $C_1^v h$ Донецкого бассейна. Было установлено также наличие в разрезе и более молодых осадков, с фауной

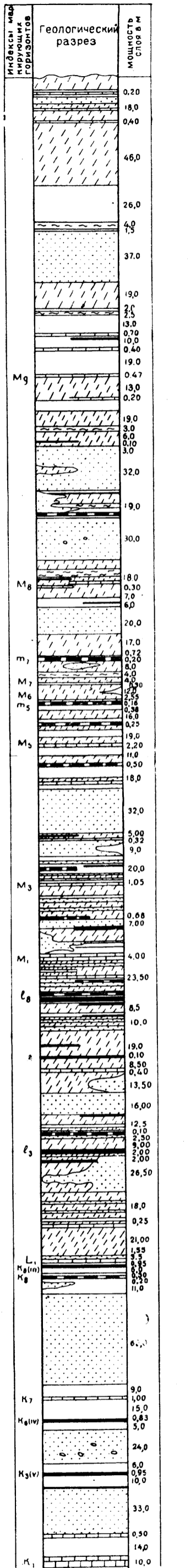


Рис. 51. Сводная колонка каменно-угольных отложений Петровского участка (по А. П. Стукало)

1—сланец глинистый; 2—сланец глинистый пестроцветный; 3—сланец песчано-глинистый; 4—углистый сланец; 5—уголь; 6—песчаник; 7—песчаник с линзами конгломерата; 8—навестняк

визейско-намюрского облика. Аналогичные угленосные отложения были обнаружены в районе с. Петропавловки.

К настоящему времени угленосные отложения карбона прослежены вдоль северного склона Украинского кристаллического массива до меридиана с. Царичанки.

Район с. Петропавловки. В этом районе установлены угленосные отложения нижнего и среднего карбона, залегающие на глубине от 40—50 м на юге и до 200 м и более — на севере участка. Каменноугольные отложения лежат здесь непосредственно на кристаллическом основании и простираются почти в широтном направлении; падение — северное, довольно пологое — не более 5°. Тектоника участка недостаточно выяснена. В южной части возможна пологая складчатость; зафиксированы многочисленные дизъюнктивные нарушения.

В разрезе нижнего карбона установлено наличие турнейских, нижневизейских (с. Алефировка), верхневизейских и намюрских отложений. К верхней части верхневизейских отложений приурочены угольные слои, образующие угленосную толщу значительной мощности. В северной части участка вскрыты осадки нижней части среднего карбона (C_2^1 — C_2^4), также содержащие угольные слои; в составе верхневизейской угленосной толщи здесь установлено значительное количество угольных слоев различной мощности.

В нижних свитах среднего карбона встречены редкие угольные прослой, в том числе и прослой, условно сопоставляемый с пластом I_1 Красноармейского района.

Общая мощность вскрытого разреза недостаточно выяснена; мощность нижнего карбона достигает здесь 1500 м.

Район г. Павлограда. Нижнекаменноугольные отложения в этом районе также залегают непосредственно на кристаллических породах докембрия. Глубина залегания карбона, в южной части участка 50—60 м, к северу до 120—200 м и более. Это связано с появлением в северной части района триасовых и юрских осадков, вклинивающихся между карбоном и третичными породами.

В разрезе нижнего карбона в этом районе установлены: турнейские, нижневизейские, верхневизейские и намюрские отложения, нередко охарактеризованные довольно большим количеством органических остатков. Нижняя часть верхнего визе представляет подугленосную толщу с угольными прослоями небольшой мощности, число которых доходит до 15 в восточной части участка. Верхнюю часть верхневизейского подъяруса представляет угленосная толща, к которой приурочено значительное количество угольных слоев и прослоев.

Каменноугольные отложения участка простираются почти в широтном направлении, погружаясь к северу под углом 4—7°. В южной части намечается пологая складчатость. Установлено наличие дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания, с амплитудами до 200—250 м.

Общая мощность нижнекаменноугольных отложений в этом районе достигает 1000—1250 м. В северной части участка установлены и среднекаменноугольные отложения свит C_2^1 — C_2^2 Донбасса.

Район г. Ново-Московска. На этой площади также разведана нижнекаменноугольная толща и частично низы среднего карбона, появляющиеся в северной части участка.

В южной части участка нижнекаменноугольные отложения залегают непосредственно на кристаллических породах, на глубине 80—100 м. К северу в разрезе появляются мезозойские образования (триас, юра) и глубина залегания карбона возрастает до 280—300 м и более. Отложе-

ния нижнего карбона здесь представлены главным образом турнейскими, нижневизейскими и верхневизейскими отложениями, обычно содержащими фауну. Наличие намюрских осадков устанавливается лишь в единичных пунктах северной части участка. Нижняя часть верхневизейского подъяруса и здесь образует подугленосную толщу с несколькими устойчивыми известняковыми горизонтами и тонкими, невыдержанными угольными прослоями. К верхней части верхневизейского подъяруса относится угленосная толща, содержащая значительное количество угольных слоев и прослоев, лишенная известняковых горизонтов.

Породы карбона залегают моноклинально, простираясь в широтном направлении, с падением на север под углом 5—10°. Имеются дизъюнктивные нарушения субмеридионального направления, характеристика которых требует дальнейшей детализации.

Общая мощность нижнекаменноугольных осадков в этом районе 500—700 м.

Среднекаменноугольные отложения (C_2^1 — C_2^2) констатированы в северной части участка; несколько ниже их основания иногда наблюдается довольно мощный галечник (свыше 5 м).

Район с. Царичанки. Разведочными работами, проведенными к западу от г. Новомосковска, вскрыты отложения нижнего и среднего карбона.

Непосредственно на кристаллических породах здесь залегают образования нижнего карбона, причем турнейские и нижневизейские осадки в разрезе не установлены. Как на Царичанской, так и на Петриковской площади отсутствуют и нижненамюрские отложения, а на размытую толщу верхнего визе ложатся осадки низов среднего карбона. Осадки нижней части башкирского яруса, охарактеризованные фаунистически, образуют здесь резкий трансгрессивный контакт с подстилающими отложениями. В районе г. Ново-Московска эти осадки лежат на размытой поверхности пород нижнего намюра и верхнего визе, к западу — на Петриковском участке они залегают на размытых отложениях верхневизейской толщи, и еще далее — на Царичанской площади — покрывают низы верхнего визе. Еще дальше к западу (район Ново-Георгиевска) отложения нижней части башкирского горизонта залегают непосредственно на кристаллических породах докембрия.

Глубина залегания каменноугольных отложений на юге составляет 100—110 м, к северу увеличивается и доходит до 300 м и более. Как в верхневизейской толще, так и в нижней части среднекаменноугольного разреза выявлены угольные слои различной мощности.

На основании обобщения геологических данных по вышеописанным районам области западного продолжения Донбасса, ниже дается характеристика каменноугольных отложений в целом.

Нижний карбон. Разведочными работами установлено, что осадки нижнего карбона в области западного продолжения Донецкого бассейна распространены на значительной площади. На востоке они покрывают верхнедевонские образования, а на западе лежат на кристаллическом основании. В западной части территории нижнекарбонная толща трансгрессивно перекрыта осадками низов среднего карбона.

Мощность нижнекаменноугольной толщи, особенно значительная на востоке, постепенно уменьшается в западном направлении, к г. Новомосковску. Литологический состав толщи и фациальный облик ее отдельных компонентов довольно изменчивы и разнообразны. Общий характер разреза свидетельствует о близком сходстве с типичными разрезами донецкого карбона. Это сходство обусловлено прежде всего наличием

здесь полного комплекса фациальных типов осадков, от континентальных до морских, неоднократно повторяющихся в разрезе толщи. Такие особенности свидетельствуют о том, что здесь, как и в Донбассе, процесс осадкообразования проходил в условиях прерывистого опускания морского дна. Это прерывистое опускание протекало на фоне крупных колебательных движений, нашедших свое отражение в расчленении разреза на ряд крупных комплексов, состоящих из генетически между собою связанных осадков одного и того же этапа осадконакопления. Такие крупные осадочные комплексы выделяются нами в нижней части изученности разреза; они соответствуют определенным частям стратиграфической шкалы. Что касается верхней части разреза, то в связи с пока еще недостаточной его изученностью такое расчленение не может быть сделано.

В нижнекаменноугольной части изученного разреза нами выделены:

- а) комплекс осадков турнейского возраста;
- б) комплекс осадков нижнего визе, соответствующий зонам C_{1va} — C_{1ve} Донбасса;
- в) комплекс осадков верхнего визе, соответствующий зонам C_{1vf} , C_{1vg} и нижней части зоны C_{1pa} Донбасса;
- г) нижнеамюрский комплекс, соответствующий остальной части зоны C_{1pa} и зонам C_{1pb} — C_{1pc} Донбасса.

Самая верхняя часть нижнего карбона — зона C_{1ve} (свита C_1^5) как в геологическом, так и в палеонтологическом отношениях теснее связана с покрывающими ее осадками среднего карбона и в дальнейшем изложении рассматривается как нижняя часть башкирского яруса.

*Турнейский ярус*¹. Турнейские отложения распространены почти на всей рассматриваемой площади, лишь к западу от г. Новомосковска отложения этого возраста выклиниваются. Таким образом, турнейские образования известны на следующих участках: 1) бассейн р. Кальмиуса, 2) с. Андреевка — с. Подгородное, 3) ст. Демурино, 4) с. Алефировка (вблизи с. Петропавловки), 5) Павлоградская площадь, 6) Новомосковский участок.

Турнейские отложения, трансгрессивно залегающие в бассейне р. Кальмиуса на верхнедевонских образованиях, к западу от Донбасса, начиная от с. Андреевки (Клевцовой) и дальше на запад, лежат непосредственно на кристаллическом основании. В составе турнейской толщи главная роль принадлежит известнякам и доломитизированным известнякам. К западу эти отложения расслаиваются и постепенно замещаются кластическими осадками — глинами и песчаниками. Так, уже в петропавловском разрезе (с. Алефировка) нижняя часть турнейских слоев представлена главным образом кварцевыми песчаниками. В Павлоград-Новомосковском районе количество кластических осадков еще более увеличивается.

Наиболее устойчивым горизонтом, прослеживающимся по всей площади, являются известняки верхней части разреза, соответствующей зоне C_{1tc} Донбасса. Известняки содержат скудные остатки макрофауны, главным образом брахиопод, приуроченные обычно к верхней части разреза

¹ Решением совещания по вопросу об объеме намюрского яруса, и о положении намюра в каменноугольной системе, состоявшегося в июне 1954 г., рассматриваемые здесь осадочные комплексы рекомендованы в качестве основных подразделений региональной стратиграфической шкалы для Донбасса, Днепровско-Донецкой и Галицийско-Вольнской впадины. Все эти комплексы получили названия по районам наиболее полного развития их в Донбассе. Комплекс осадков турнейского возраста назван бузиновским комплексом (C_{1bz}). Это название связано с балкой Бузиновой (левый приток р. Малой Волновахи, к западу от с. Стыла).

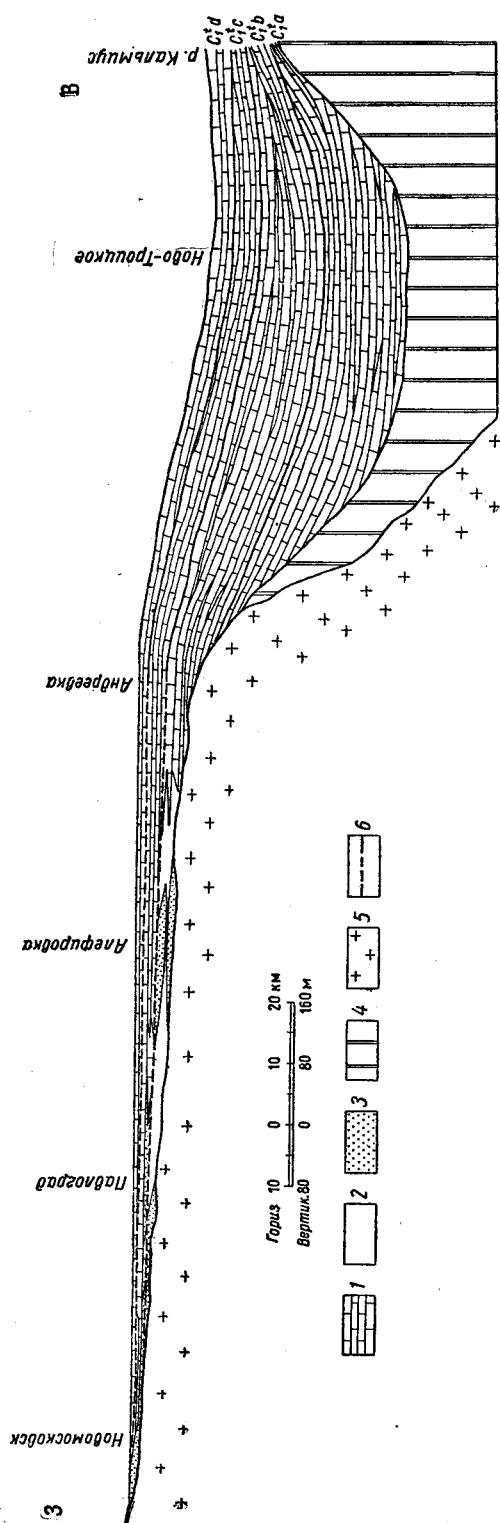


Рис. 52. Схематический разрез нижнекаменноугольных отложений западного продолжения Донецкого бассейна (турнейский комплекс) (известняк; 2 — глина; 3 — песок; 4 — девонские отложения (нерасчлененные); 5 — кристаллический фундамент; 6 — границы зон

(зона C_{1c}); более полно эти отложения охарактеризованы остатками микрофауны.

Встреченная фауна представлена следующими формами: *Brunsia spirillinoides* (Groz d. et Gleb.), *B. cf. pulchra* Mikh., *Endothyra* aff. *primaeva* Raus., *En. glomiformis* Lip., *En. rjauskensis* Tschern., *En. aff. spinosa* Lip., *Spiroplectamina mirabilis* Lip., *Sp. parva* Tschern.; *Chonetes* ex gr. *hardensisformis* Rot., *Spirifer* aff. *tornacensis* Kon., *Ambocoella* ex gr. *urii* Flem.

Мощность турнейских отложений постоянно и заметно сокращается в западном направлении. Так, в Донбассе у с. Новотроицкого общая мощность разреза близка к 360 м; в районе с. Андреевка — с. Подгородное около 75 м; в петропавловском разрезе — 47,6 м; в западной части Павлоградской площади — не более 30 м; в восточной части Новомосковского участка — не более 20 м, а в западной части этого участка — от 6 м до 0. В разрезах сс. Петриковки и Царичанки турнейские отложения полностью выклиниваются (рис. 52).

Приведенные данные позволяют рассматривать турнейские отложения нашего региона как единый осадочный комплекс, соответствующий одному этапу осадконакопления, отражающему довольно широкую морскую трансгрессию. Максимальное распространение этой трансгрессии отвечает времени накопления осадков зоны C_{1c} . Конец турнейского века отмечен регрессией (зона C_{1d}). Турнейские образования Роменского и Лубенского районов Днепровско-

Донецкой впадины представлены толщей терригенных серых и пестрых осадков континентального или прибрежно-континентального типа (Кожич-Зеленко, 1951), по-видимому, свидетельствующих о близости берега турнейского бассейна.

Визейский ярус. Нижневизейский комплекс¹. Этот комплекс образуют отложения, соответствующие зонам C_{1va} — C_{1ve} Донбасса.

Отложения этого возраста известны на всех участках рассматриваемой территории там, где распространены и турнейские осадки.

Нижневизейский комплекс во многих случаях может быть подразделен на две части: нижнюю — близко соответствующую зонам C_{1va} — C_{1vd} и верхнюю — отвечающую зоне C_{1ve} .

Нижняя часть комплекса в Донецком бассейне представлена довольно однородными среднезернистыми известняками; в районе с. Андреевка — с. Подгородное — глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев; в петропавловском разрезе — толщей глинистых известняков с прослоями более плотных зернистых известняков и глинистых сланцев; в районе Павлограда ее слагают глинистые известняки, чередующиеся с глинистыми сланцами; на Новомосковском участке — кластические породы — песчаники и глины. В разрезах Петриковки и Царичанки эти отложения отсутствуют. Мощность этих отложений резко сокращается в западном направлении. В Донбассе — в Ново-Троицком разрезе — мощность их близка к 140 м, в районе с. Андреевка — с. Подгородное не превышает 45 м, в Петропавловском разрезе достигает 28—30 м, в западной части Павлоградской площади составляет не более 20 м, на Новомосковском участке колеблется от 4 до 8,5 м.

Выделение в разрезе отдельных зон (C_{1va} — C_{1vd}) к западу от Донбасса, в связи с существенным изменением типа осадков, делается невозможным. Возраст осадков определяется комплексом микрофауны и редкими остатками нижневизейских брахиопод. Здесь установлены: *Archaesphaera* sp., *Parathurammia* sp., *Brunsia spirillinoides* (Groz d. et Gleb.), *B.* cf. *pulchra* Mikh., *Lituotubella* sp., *Endothyra globulus* var. *parva* Tschern., *E.* ex gr. *globulus* (Eichw.), *E.* aff. *similis* Raus. et Reitl., *E.* cf. *staffelliformis* Tschern., *Eostaffella* ex gr. *mediocris* Viss., *E.* aff. *prisca* Raus., *Parastaffella* sp.; *Chonetes (Daviesiella)* sp. ind.

Верхняя часть нижневизейского комплекса, соответствующая зоне C_{1ve} , в Донецком бассейне представлена толщей серых тонкоплитчатых кремнистых пород мощностью до 40—50 м. В районе сс. Андреевка — Подгородное встречены близкие по литологическому составу породы, мощность которых весьма изменчива, но достигает 35 м. В Петропавловском разрезе им соответствуют темные сланцеватые глинисто-кремнистые породы с прослоями окремненных известняков и характерной фауной, мощность которых близка к 25 м. На Павлоградской площади в этой части разреза вскрыты темные глинистые сланцы и окремненные известняки. Обращает на себя внимание наличие в отдельных разрезах следов выветривания. Мощность этих отложений очень изменчива, но не превышает 10 м. На Новомосковском участке вскрыты глинистые известняки, чередующиеся с глинистыми сланцами; в двух случаях также наблюдались прослой выветрелых пород. Мощность толщи не превосходит 7—8 м.

¹ Еленовский осадочный комплекс региональной стратиграфической схемы. Название связано с Еленовскими карьерами на р. Сухой Волновухе (Ольгинский район Сталинской области).

Фаунистическая характеристика этих отложений достаточно отчетлива и довольно постоянна для всей этой территории. Характерная фауна: *Brunsia pulchra* Mikh., *Lituotubella* sp., *Forschia* sp., *Endothyra convexa* Raus., *E. omphalota* var. *minima* Raus., et Reitl., *Monotaxis exilis* Viss., *Archaeodiscus karreri* Brady, *Permodiscus* aff. *syzranicus* N. Tschern., *Eostaffella* aff. *prisca* Raus.; *Chonetes* cf. *dalmanianus* Kon., *Ch.* ex gr. *papilionaceus* Phill., *Camarotoechia* sp.

Приведенные данные говорят, по-видимому, о том, что позднеюрнейская регрессия сменилась затем ранневизейской трансгрессией, которая, медленно развиваясь, перекрыла площадь накопления турнейских осадков. В дальнейшем произошло некоторое обмеление бассейна, сопровождавшееся повышенным приносом кремнезема и закончившееся довольно быстрой регрессией моря. Таким образом, описанный комплекс осадков следует считать соответствующим одному этапу осадконакопления.

В центральных частях Днепровско-Донецкой впадины, в Роменском и Лубенском районах, к нижнему визе относится толща главным образом терригенных прибрежно-морских осадков, также свидетельствующая о более широком распространении нижневизейского бассейна.

Верхневизейский комплекс¹. Сюда относятся отложения верхневизейского возраста, соответствующие зонам $C_{1v}f$ — C_{1vg} и нижней части зоны C_{1pa} Донбасса. Эти отложения представлены довольно значительной по мощности серией глинисто-песчаных осадков с редкими прослоями известняков, часто содержащих многочисленные остатки морской фауны. К этой же серии приурочены угольные прослои, которые, увеличиваясь в числе в верхней части разреза, образуют угленосную толщу с пластами рабочей мощности.

Разрез верхневизейских отложений может быть подразделен на две части: нижнюю — подугленосную толщу, соответствующую зоне $C_{1v}f$ и нижней части зоны C_{1vg} , и верхнюю — угленосную толщу, отвечающую всей остальной части зоны C_{1vg} и нижней части зоны C_{1pa} . Это подразделение особенно отчетливо наблюдается в западной половине рассматриваемой территории (Павлоградский район).

В Донецком бассейне верхневизейские отложения представлены мощной толщей осадков, в основании которой лежат известняки зоны $C_{1v}f$ мощностью 50—90 м. Общая мощность толщи достигает там 1300 м. В разрезе присутствует и ряд угольных прослоев различной, в том числе и рабочей, мощности, которые, по-видимому, концентрируются в верхней половине разреза.

На Петропавловской площади верхневизейская толща сохраняет тот же тип строения с самого основания ее. Таким образом, толща известняков $C_{1v}f$ замещена осадками иного фациального облика. Нижняя часть разреза, соответствующая так называемой подугленосной толще, характеризуется наличием ряда пластов известняка и появлением первых тонких угольных прослоев. Верхняя часть разреза отличается преимущественно терригенным глинисто-песчаным характером и присутствием целого ряда угольных прослоев и пластов и почти полным отсутствием известняковых горизонтов. Общая мощность верхневизейского комплекса составляет здесь примерно 700—750 м.

В Павлоград-Новомосковском районе верхневизейский разрез сохраняет тот же характер. Прекрасно выдерживаются обе толщи разреза — подугленосная и угленосная, границей между которыми является хорошо

¹ Ефремовский осадочный комплекс региональной стратиграфической схемы. Название связано с балкой Ефремовой (Афрем-Тарама), левым притоком р. Сухой Волновахи, к северу от с. Стыла.

выдерживающийся горизонт известняка, обозначаемый как B_4 на Павлоградском участке.

Фаунистический комплекс, характеризующий подугленосную толщу, состоит из довольно большого числа форм. К ним относятся: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Ammodiscus volgensis* Raus., *Nanicella paraammonoides* Brazhn., *N. ukrainica* Brazhn., *Endothyra* ex gr. *crassa* Brady, *E. similis* Raus. et Reitl., *E.* ex gr. *globulus* (Eichw.), *E. omphalota* Raus. et Reitl., *E. obsoleta* Raus., *Monotaxis gibba* (Moell.), *Valvulinella youngi* Brady, *Bradyina rotula* (Eichw.), *Archaediscus* ex gr. *karreri* Brady, *Arch. moellerti* Raus., *Arch. moellerti* var. *gigas* Raus., *Eostaffella parva* (Moell.), *E.* cf. *ikensis* Viss., *E. parastruvei* Raus., *Parastaffella struvei* (Moell.); *Lithostrotion* ex gr. *junceum* Flem.; *Isogramma paeckelmani* Aig. et Her., *I.* ex gr. *germanica* Paeck., *Chonetes* cf. *laguessianus* Kon., *Ch.* (*Paeckelmannia*) sp. I, *Ch.* cf. *waldenburgianus* Paeck., *Productus* (*Avonia*) *youngianus* Dav., *Pr.* (*Buxtonia*) cf. *scabriculus* Mart., *Pr.* (*Echinoconchus*) *elegans* M'Coу, *Pr.* (*Overtonia*) *fimbriatus* Sow., *Pr.* (*Linoproductus*) ex gr. *corrugatus* M'Coу, *Pr.* (*Linoproductus*) cf. *undatus* Defr., *Pr.* (*Gigantoproductus*) *giganteus* Mart., *Pr.* (*Gigantoproductus*) ex gr. *gigantoides* Paeck., *Pr.* (*Gigantoproductus*) cf. *latissimus* Sow., *Pr.* (*Marginifera*) cf. *longispinus* Sow., *Pr.* (*Marginifera*) ex gr. *setosus* Phill., *Spirifer* cf. *trigonalis* Mart., *Sp.* cf. *pellaensis* Well., *Spiriferina octoplicata* Sow., *Squamularia* cf. *lineata* Mart., *Athyris* cf. *ambigua* Sow. и многие другие.

Мощность подугленосной толщи на Павлоградской площади составляющая 200—240 м, к западу уменьшается и на Новомосковском участке не превышает 150—180 м. Отличительной чертой этой толщи остается преобладающая роль морских глинистых и карбонатных осадков при относительно небольшом участии осадков континентальных фаций.

Верхняя часть верхневизейского комплекса — угленосная толща — представляет собой серию глинисто-песчаных осадков с многочисленными угольными прослоями различной мощности. Известняки, изредка встречающиеся в разрезе толщи, песчаные и отличаются прерывистым, невыдержанным распространением. Вся толща в целом сохраняет специфический терригенный, главным образом субконтинентальный характер. Остатки фауны здесь немногочисленны. Более разнообразные органические остатки приурочены к немногим горизонтам, отложившимся в нормально морских условиях.

Здесь были встречены: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Ammodiscus glomspiroides* Brazhn., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *E. crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Stacheta pupoides* Brady, *Archaediscus* ex gr. *rugosus* Raus., *A.* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Teod., *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. protkensis* Raus., *E. parva* var. *schamordini* Raus., *E. mosquensis* var. *acuta* Raus., *E. pseudostruvei* (Raus. et Belj.), *E. prisca* var. *ovoidea* Raus.; *Isogramma* ex gr. *germanica* Paeck., *Chonetes* cf. *laguessianus* Kon., *Ch.* (*Paeckelmannia*) sp., *Productus* (*Echinoconchus*) cf. *punctatus* Mart., *Pr.* (*Echinoconchus*) cf. *elegans* M'Coу, *Pr.* (*Linoproductus*) *corrugatus* M'Coу, *Pr.* (*Linoproductus*) cf. *undatus* Defr., *Pr.* (*Gigantoproductus*) aff. *giganteiformis* Liss., *Pr.* (*Gigantoproductus*) *latissimus* Sow., *Pr.* (*Productus*) sp., *Pr.* (*Marginifera*) ex gr. *longispinus* Sow. em. M.-W., *Pr.* (*Marginifera*) ex gr. *setosus* Phill., *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon* Phill., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart., *Spiriferina octoplicata* Sow., *Athyris* cf. *ambigua* Sow.

Мощность угленосной толщи, достигающая 300—350 м на Павлоградском участке, к западу уменьшается и на Новомосковском участке не превышает 120—160 м. К западу от Ново-Московска верхневизейские отложения в значительной степени размыты; от этого свидетельствуют разрезы Петриковского и Царичанского участков, где наблюдается налегание низов среднего карбона совместно с верхами намюрского яруса на различные части верхневизейского комплекса (в скв. 601 и др. эти отложения лежат на осадках подугленосной толщи).

Изложенные сведения позволяют рассматривать верхневизейскую толщу как единый осадочный комплекс, отвечающий отдельному этапу осадконакопления. Подугленосная толща, отражающая распространение обширной верхневизейской трансгрессии, сменяется угленосной толщей, соответствующей регрессивному моменту этого этапа осадконакопления. Процесс прерывистого опускания дна бассейна, развивающийся в посленижневизейское время, существенно усложняет картину распределения фаций в разрезе, но не меняет общего направления развития территории в течение верхнего визе. Далее к западу от рассматриваемой территории верхневизейские осадки известны в целом ряде районов Днепровско-Донецкой впадины (Ромны, Смелое, Путивль, Исачки, Ромодан, Чернигов). Во всех этих районах встречены известняки и глины с морской фауной, соответствующие подугленосной толще Павлоград-Новомосковского района. Аналогичные осадки были вскрыты и в южной Белоруссии (Корени).

Таким образом, очевидно, что море верхнего визе-распространялось наиболее далеко к западу, отлагая свои осадки на различных по возрасту более древних образованиях, а иногда и на породах кристаллического основания (Шульговка—Царичанка, Путивль).

Ни ж н е н а м ю р с к и й к о м п л е к с¹. Сюда относятся осадки нижненамюрского возраста, соответствующие верхней части зоны $C_1vh (=C_1pa)$ и зонам $C_1pb—C_1pd$ Донбасса. В Донецком бассейне рассматриваемые отложения представлены мощной серией главным образом глинистых и глинисто-песчаных, преимущественно морских осадков с многочисленными прослоями известняков, нередко избилующих органическими остатками, и с редкими угольными прослоями обычно незначительной мощности. Общая мощность этой серии достигает 800 м. В основании ее залегают песчаники, относящиеся к нижней половине свиты C_1^3 , мощность которых быстро уменьшается к западу. С этими песчаниками, по-видимому, следует связывать начало нового крупного этапа осадконакопления.

Морской характер вышележащей толщи вполне очевиден и наиболее отчетливо сказался в части разреза, отвечающей нижней половине свиты C_1^4 (зоны $C_1pb—C_1pc$ и низы C_1pd) характеризующейся распространением коралловых рифогенных известняков. Верхняя часть этой свиты (группа известняков D_7) отличается преимущественным распространением оолитовых известняков, почти лишенных остатков фауны обычного морского типа.

В районе с. Петропавловки нижненамюрские отложения сохраняют почти тот же характер, представляя собой чередование глинистых и песчаных морских отложений с немногими слоями известняков, при почти полном отсутствии угольных прослоев. Некоторым отличием здесь является сокращение количества пластов известняков, особенно изве-

¹ Старобешевский осадочный комплекс региональной стратиграфической схемы. Название связано с с. Старо-Бешево на р. Кальмиус (Сталинская обл.).

стняков коралловых и оолитовых. Мощность комплекса существенно уменьшается и не превышает 550 м.

В западной части Павлоградского участка к рассматриваемому комплексу относится глинисто-песчаная толща с прослоями известняков, более многочисленными в нижней части толщи, и несколькими тонкими угольными прослоями, приуроченными к верхней части разреза. Мощность этой толщи порядка 200 м, причем аналоги верхов свиты C_1^4 в разрезе отсутствуют. На Павлоградской площади, таким образом, устанавливается дальнейшее сокращение мощности комплекса и, кроме того, выпадение из разреза отложений, аналогичных верхней части свиты C_1^4 .

Фауна, характеризующая нижнеамюрский комплекс следующая: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Ammodiscus* ex gr. *compactus* Brazhn. et Pot., *Nanicella* sp., *Endothyra* ex gr. *crassa* Brady, *E. pseudobradyi* Brazhn., *Clitacamma* ex gr. *prisca* Lip., *Monotaxis gibba* (Moell.), *Archaeodiscus karreri* var. *compressa* Brazhn., *Arch. aff. brazhnikovae* var. *planus* Kir., *Eostaffella proikensis* Raus., *E. aff. medicris* Viss.; *Dibunophyllum* cf. *tenticulum* Gor.; *Chonetes* aff. *papilionaceus* Phill., *Productus* (*Gigantoproductus*) cf. *latissimus* Sow., *Pr.* (*Gigantoproductus*) ex gr. *gigantoides* Paeck., *Pr.* (*Gigantoproductus*) cf. *alatus* Rot., *Pr.* (*Antiquatonia*) cf. *costatus* Sow., *Pr.* (*Antiquatonia*) ex gr. *gracilis* Jan., *Pr.* (*Pugilus*) cf. *pugilis* Phill., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart., *Sp.* ex gr. *gröberti* Schw., *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Athyris* cf. *ambigua* Sow.

В пределах Новомосковского участка к этому комплексу, по-видимому, относится небольшая толща, залегающая ниже среднекаменноугольных отложений на верхневизейских угленосных осадках, вскрытая несколькими скважинами в северной части участка. Она сложена терригенными песчанистыми породами, чередующимися с несколькими слоями известняков; в фаунистическом отношении эта часть разреза почти не охарактеризована. Как показывают имеющиеся материалы, осадки нижнеамюрского комплекса на площади Новомосковского участка в значительной степени размыты и сохранились лишь в северной части участка. К западу от Ново-Московска (Петриковка, Царичанка) этот комплекс отсутствует полностью.

Приведенные данные о характере осадков нижнеамюрского комплекса на рассматриваемой территории свидетельствуют о преимущественном распространении здесь морских — глинистых, и в меньшей степени карбонатных и песчаных пород, а также о незначительной роли континентальных — углистых образований. Очень отчетливо выявляется тенденция к значительному уменьшению мощности всего комплекса в районах западнее Ново-Московска.

В Днепровско-Донецкой впадине нижнеамюрские отложения встречаются на участках: Смелое, Засулье, Ромны, Радченково, Чернигов. Здесь они представлены главным образом глинистыми породами с прослоями известняков, часто с нормально-морским комплексом фауны и микрофауны. Это свидетельствует о довольно значительном распространении нижнеамюрской морской трансгрессии на запад, в пределы центральных участков Днепровско-Донецкой впадины.

Среднекаменноугольные отложения. В разрезе среднего карбона в настоящее время выделены два яруса — башкирский и московский. Данные о среднем карбоне рассматриваемой территории, к сожалению, очень немногочисленны и далеко не охватывают ни всей территории, ни всего среднекаменноугольного разреза.

Отложения этого возраста более или менее полно вскрыты лишь в ближайшей к Донбассу полосе карбона, составляющей Красноармей-

ский угленосный район. В области северо-западной окраины бассейна местами известны отдельные части разреза, относящиеся главным образом к московскому ярусу. Далее к западу, вдоль северного склона Украинского кристаллического массива, разведками вскрыты низы башкирского яруса, изучение которых производится в данное время. Наконец, в Днепроовско-Донецкой впадине, уже в значительном удалении от границ бассейна, также получены некоторые данные о составе и строении среднекаменноугольного разреза.

Башкирский ярус. Под этим названием в настоящее время выделяется нижняя часть среднего карбона (при двучленном делении последнего), залегающая ниже московского яруса, причем выделяется независимо от того объема, который придается ей различными авторами (С. В. Семихатова, А. П. Ротай, Г. И. Теодорович и др.).

По представлениям Д. Е. Айзенверга в башкирский ярус входят не только свиты C_2^1 — C_2^4 , но и свита C_1^5 , отражающая начальные этапы распространения нижнебашкирской трансгрессии¹, максимальное развитие которой отражено в низах свиты C_2^1 . В связи с тем, что эта точка зрения не является общепринятой, характеристика осадков, отвечающих свите C_1^5 , приводится здесь отдельно от покрывающих ее отложений башкирского же возраста.

В Донецком бассейне рассматриваемые отложения представляют собой значительную по мощности толщу глинистых и песчаных осадков, разделенную несколькими пачками песчаников и слоями известняков. Количество последних более значительно в нижней и верхней частях толщи. В нижней части ее тонкие известковистые прослои образуют сближенную группу известняков E_1 , в которой известен и один оолитовый прослой (в районе Амвросиевки). Далее к западу отложения, аналогичные верхней части свиты C_1^5 , известны в районе с. Петропавловки, где они залегают на нижнеамюрских осадках. Это подтверждается прежде всего наличием *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), которые до сего времени ниже известняка E_5 неизвестны.

В основании этой толщи в данном районе довольно широко развиты песчаные осадки; кровля нижележащего нижнеамюрского комплекса несет следы размыва. В толще, принадлежащей к свите C_1^5 , наблюдается несколько слоев известняка; толща в целом отличается более светлой, зеленоватой и светло-серой окраской. Мощность данной толщи составляет здесь не более 200 м.

Дальше к западу, на Павлоградском участке мощность толщи продолжает уменьшаться, причем постепенно из разреза выпадают нижние горизонты. Уже указывалось, что от Петропавловки и далее к западу все более возрастает глубина размыва нижнеамюрского комплекса. Таким образом, стратиграфический разрыв между верхним амюром и рассматриваемыми осадками все более увеличивается в западном направлении. На Новомосковской площади интересующие нас образования лежат на размытых осадках верхнего визе и отчасти нижнего амюра, на Петриковской площади — покрывают размытую поверхность угленосной толщи верхневизейского подъяруса, на Царичанском участке — слои, подстилающие известняк F_1 , залегают на отложениях подугленосной толщи верхневизейского подъяруса.

Все это дает основание говорить о большом перерыве в осадконакоплении, имевшем место в посленижнеамюрское время, и соответствующую

¹ Отложения свиты C_1^5 составляют нижнюю часть следующего (кверху) подразделения региональной стратиграфической шкалы — амвросиевского осадочного комплекса, охватывающего и значительную часть вышележащей среднекарбонной толщи. Название комплекса связано с Амвросиевским районом Сталинской области.

щем границе между нижним и средним карбоном. В Донецком бассейне, согласно нашим данным, этот перерыв отражают песчаные накопления, известные в основании свиты C_1^5 (особенно отчетливо наблюдаемые в Амвросиевском районе).

Перерыв в осадконакоплении отчетливо проявился и на ближайших к Донбассу территориях; однако на площади открытого Донбасса продолжал существовать морской бассейн, отличавшийся неустойчивым и беспокойным режимом. Постепенное расширение границ этого морского бассейна привело к значительной морской трансгрессии башкирского времени, установленной на огромной территории к западу от открытого Донбасса.

Вышележащая часть башкирского яруса в области западной окраины Донбасса, между рр. Волчьей и Самарой, судя по результатам многочисленных разведочных работ, представляет собой мощную толщу морских, прибрежных и в небольшой степени субконтинентальных образований, главным образом глинистых и песчано-глинистых сланцев и слоистых или массивных песчаников, чередующихся между собой. Подчиненное место в разрезе занимают обычно скрытокристаллические глинистые известняки и пласты угля, нередко достигающие рабочей мощности. Толща сохраняет обычный для Донбасса характер. В разрезе выделяется своим постоянством целый ряд горизонтов — известняки (главным образом свиты C_2^1 , отчасти свиты C_2^3 и низов C_2^4), ряд угольных слоев и прослоев: f_1 , g_1 , группа уразовских пластов h_4 — h_4^2 , группа h_5 — h_6^1 , h_8 , h_{10} , h_{11} и некоторые песчаники.

При анализе изменений разреза по мере удаления от границ Донецкого бассейна прежде всего отмечается значительное сокращение общей мощности осадков башкирского яруса, которая для свит C_2^1 — C_2^4 в районе южного крыла Чистяковской синклинали составляет не менее 2000 м, у западной границы открытого Донбасса 1460—1550 м, а в Гродовском разрезе (по В. А. Ершову) — не превосходит 1050 м. Обращает на себя внимание также выдержанность более глубоководных известняковых горизонтов нижней части разреза, принадлежащих к свите C_2^1 , почти полное отсутствие таких устойчивых горизонтов в части разреза, соответствующей свите C_2^2 , и наличие ряда таких горизонтов и в верхней части разреза, отвечающей свитам C_2^3 и C_2^4 .

К западу от Донбасса отложения нижней части башкирского яруса известны на участках Петропавловском, Павлоград-Варваровском, Новомосковском, Петриковском, Царичанском. Разрез этих отложений сохраняет такой же характер; мощность их недостаточно выяснена. В основании описываемого осадочного комплекса здесь иногда наблюдается базальный галечник (до 5 м), иногда пачка песчаников (до 70—80 м).

Следует добавить также, что значительно западнее — в районе Ново-Георгиевска — известняки низов башкирского яруса лежат непосредственно на кристаллических породах докембрия. Таким образом, можно считать несомненным, что к западу от Донбасса отложения башкирского яруса лежат на подстилающих образованиях трансгрессивно, причем местами с глубоким размывом.

В районах Днепровско-Донецкой впадины нижняя часть башкирского яруса встречена в целом ряде пунктов, как-то: Полтава, Ромодан, Миргород, Колайдинцы, Райозеро, Лубны, Ромны, Засулье, Смелое, Чернигов и Путивль. Во всех без исключения случаях встреченные здесь породы являются отложениями морского бассейна нормальной солености и охарактеризованы соответствующим комплексом ископаемых организмов.

Отложения верхней части яруса констатированы в меньшем числе пунктов, приуроченных главным образом к центральным зонам впадины. Здесь обращает на себя внимание наличие пестроцветных образований с морской фауной (Лубны). Низы пестроцветной толщи северной части Царичанского участка, также, по-видимому, являются отложениями этого возраста.

Изложенные данные создают представление о крупной трансгрессии башкирского времени, значительно перекрывшей площадь нижнеямурского бассейна. Осадки этой трансгрессии нередко отлагались и непосредственно на кристаллическом основании. В дальнейшем произошла регрессия, обусловившая существенное сокращение башкирского морского бассейна.

Московский ярус. Отложения московского яруса в настоящее время освещены разведками лишь в Красноармейском районе и по северо-западной окраине бассейна (Кременная, Петровское), а кроме того, вскрыты при бурении в Днепровско-Донецкой впадине. В западной части Донецкого бассейна они хорошо изучены при многочисленных разведочных и эксплуатационных работах. Судя по всем этим данным, разрез отложений московского яруса сохраняет те же черты, что и разрез башкирского яруса. При анализе фациальных изменений отчетливо выявляется более ярко выраженный морской характер северных разрезов яруса (Лисичанский район, Кременное и другие участки) по сравнению с южными площадями (например, Сталино-Макеевский район). Это обстоятельство, достаточно определенно отмечаемое и для башкирского яруса, находит выражение, прежде всего в более значительных мощностях и большей устойчивости известняковых толщ в северных разрезах яруса, так же как и в общем фациальном облике последних.

Анализ материалов, характеризующих западную окраину бассейна, приводит к выводу о значительном сокращении мощности московских отложений к западу. Так, мощность яруса у западной границы бассейна, взятая без верхней, маловскрытой части, относящейся к свите C_3^{13} , составляет около 1300 м, в то время как в Добропольском разрезе мощность синхронной толщи — не более 980 м. Кроме того, в этом же направлении устанавливается постепенное сокращение числа известняковых горизонтов, теряющих во многих случаях присущий им постоянный, выдержанный характер. Это особенно отчетливо заметно в части разреза, соответствующей свите C_2^6 . Одновременно наблюдается значительная устойчивость субконтинентальных угольных фаций, также более отчетливая в отложениях свиты C_2^6 . Таким образом, строение этой части разреза несет здесь следы ослабления связей с открытым морским бассейном московского века.

Данные о характере московских отложений северо-западной окраины бассейна на участке г. Кременная — Петровский купол приводят к аналогичным выводам. При сопоставлении их с разрезом Самарской площади выявляется более значительная мощность и более значительная угленасыщенность самарского разреза и в то же время большие мощности и большее постоянство известняковых горизонтов петровского разреза. На территории, удаленной от западных окраин бассейна, отложения московского яруса теперь известны лишь в Роменском и Лубенском районах Днепровско-Донецкой впадины.

В этих районах, во всех без исключения случаях, рассматриваемые отложения представлены терригенными, глинистыми и песчано-глинистыми, нередко пестроцветными осадками, иногда с редкими прослоями известняков. В этих осадках местами содержатся скудные фаунистиче-

ческие остатки, в том числе небольшое количество морских пелеципод и фораминифер, приуроченных обычно к глинистым образованиям, накопившимся в прибрежных мелководных участках бассейна. Встречающиеся здесь иногда растительные остатки, возможно, свидетельствуют о наличии в разрезе углистых прослоев.

Изложенные данные об отложениях московского яруса создают представление о морском режиме, установившемся на всей территории к западу от Донецкого бассейна. Своеобразный характер разреза в части, отвечающей свите C_2^6 и, по-видимому, свите C_3^{1s} , возможно, отмечает регрессивные моменты в истории Московского бассейна на данной территории.

Верхний карбон. Имеющиеся данные о верхнекаменноугольных отложениях еще более немногочисленны. Эти отложения приурочены лишь к северо-западной окраине Донецкого бассейна (Красноскольская, Корульская, Большая Камышевахская и Волвенковская структуры). Нижняя часть верхнекаменноугольного разреза, соответствующая верхам свиты C_3^{1s} и низам свиты C_3^{av} при буровых работах не вскрыта и, таким образом, за пределами бассейна пока неизвестна.

Постановлением Совещания по стратиграфии карбона Русской платформы в составе верхнего карбона выделены касимовский и гжельский ярусы, граница между которыми в Донецком бассейне соответствует известняку O_4^1 . В связи с отмеченным выше недостатком сведений по нижней части разреза, верхнекаменноугольные отложения освещаются здесь в интервале, близко соответствующем гжельскому ярусу, охватывающему верхнюю половину свиты C_3^{av} и свиту C_3^{ar} (араукаритовую), вплоть до основания свиты медистых песчаников.

Разрез верхнекаменноугольных отложений состоит почти полностью из терригенных-песчаных и глинистых осадков. Доминируют песчаные или песчано-глинистые сланцы, чередующиеся с массивными или слоистыми песчаниками. Широко распространены пестроокрашенные образования. Известняки и углистые прослои занимают ничтожное место в разрезе толщи.

Анализ материалов свидетельствует о том, что северо-восточные разрезы толщи (Красный Оскол) имеют существенные отличия от юго-западных разрезов (Корулька—Волвенково). Так, в красноскольском разрезе наблюдается меньшее количество прослоев песчаников и несколько иной их характер, значительно большее распространение известняковых и глинистых морских осадков, нередко содержащих многочисленную фауну, обычного морского типа; уменьшается и роль пестроцветов.

В полосе Корулька—Большая Камышеваха—Волвенково рассматриваемые отложения представляют собою по преимуществу песчаную толщу пестроцветов. Редкие фаунистические остатки образуют специфические фациальные комплексы, свидетельствующие о некоторой удаленности от более глубоководных участков бассейна.

Такой тип строения толщи существенно отличает верхнекаменноугольные отложения района не только от разрезов Красного Оскола, но и от разрезов западной части Донецкого бассейна, в частности Бахмутской котловины, где среди одновозрастных отложений значительно больше развиты морские осадки, нередко содержащие обильную морскую микро- и макрофауну. Это обстоятельство без сомнения свидетельствует о меньшем влиянии морских условий в ближайших к северо-западу окрестностях Донецкого бассейна в течение верхнего карбона.

Что касается мощности рассматриваемых отложений, то, несмотря на неполноту имеющихся данных, отчетливо устанавливается значительное сокращение ее в северо-западном направлении. Так, если мощность

верхнекаменноугольного восточного крыла Бахмутской котловины, по данным детальной геологической съемки (трест «Артемуглеразведка») близка к 1500 м, то в разрезах Корульского купола она составляет не более 770—780 м, а в Красном Осколе не превышает 600—650 м.

Далее к западу отложения верхнекаменноугольного возраста до сего времени еще неизвестны. В Днепровско-Донецкой впадине им, видимо, отвечают пестроцветные, главным образом глинистые породы, лишенные органических остатков, внешне сходные с покрывающими их пермскими отложениями.

Все изложенное в настоящем разделе позволяет прийти к следующим основным выводам.

1. В строении нижнекаменноугольной толщи на рассматриваемой территории участвуют: отложения турнейского, визейского и нижняя часть намюрского ярусов, образующие ряд крупных осадочных комплексов, отвечающих отдельным этапам осадконакопления.

2. Турнейский комплекс представлен карбонатными, а на западе — и терригенными осадками морского бассейна, постепенно захватывающего всю рассматриваемую территорию. Эта трансгрессия достигла максимума во второй половине турнейского века (зона C_{1ts}). Конец века отмечен поднятием, по-видимому, отражающим аналогичные движения и в других частях Русской платформы (Подмосковный бассейн, Львовская впадина и др.).

3. Нижневизейский комплекс, соответствующий зонам C_{1va} — C_{1ve} Донбасса, слагается карбонатными, а на западе и терригенными осадками следующей, не менее значительной по масштабам, морской трансгрессии, максимальное развитие которой примерно соответствует времени отложения осадков зоны C_{1vc} — d . Последующее вначале слабое поднятие территории заканчивается резким поднятием, регрессией моря и осушением ее западной части. К этому же времени приурочено здесь начало развития процесса прерывистого опускания дна бассейна, несколько запаздывающее на востоке — в Донбассе.

4. Верхневизейский комплекс соответствует зонам C_{1vf} , C_{1vg} и нижней части зоны C_{1na} Донбасса. Комплекс образован главным образом морскими карбонатными и терригенными осадками обширной морской трансгрессии начала верхнего визе (C_{1vf}), постепенно сменившихся преимущественно терригенными субконтинентальными образованиями. Сообразно этому в комплексе выделяются две части: нижняя, преимущественно морская часть комплекса — подугленосная толща; верхняя, преимущественно континентальная часть — угленосная толща. Таким образом, по возрасту угленосная толща данного района значительно моложе угленосной толщи Подмосковного бассейна; ближайшим возрастным аналогом ее, по-видимому, является нижняя угленосная свита Львовско-Люблинской впадины.

5. Нижненамюрский комплекс составляют осадки морского бассейна (верхняя часть свиты C_{1^3} и свита C_{1^4}), захватывавшего обширную территорию к западу от Донбасса. Максимальное развитие нижненамюрского бассейна соответствует времени накопления осадков зоны C_{1nb} . Регрессивному моменту в истории этого бассейна отвечают верхи свиты C_{1^4} (группа известняков D_7).

6. В послениженамюрское время в отложениях значительной части описываемой территории выявляется значительный перерыв в осадконакоплении, связанный с крупными поднятиями, имевшими место на всей Русской платформе. Лишь на площади Донецкого бассейна сохраняется морской бассейн, отличавшийся неустойчивым, беспокойным режимом. Осадки этого времени (свита C_{1^5}) совместно с покрывающими их средне-

каменноугольными образованиями, образуют один осадочный комплекс, отражающий следующий этап истории морского бассейна, соответствующий обширной морской трансгрессии, достигавшей максимального развития в башкирском веке. Эта трансгрессия являлась наиболее значительной по масштабам после верхневизейской.

7. Размеров башкирского морского бассейна каменноугольное море во всей последующей своей истории уже не достигало. В течение всей остальной части каменноугольного периода происходит последовательное сокращение морского бассейна и отступление его к востоку (точнее, к северо-востоку). Отдельные расширения границ морского бассейна, имевшие место в течение этого времени (примерно свиты C_2^4 , C_2^7 , C_3av), были непродолжительными и отличались небольшими масштабами.

Таким образом, геологическая история данного региона в карбоне характеризуется развитием ряда крупных морских трансгрессий, возникших в поздневизейское и раннеамюрское время, а также в начале среднекаменноугольной эпохи, а затем последовательным сокращением роли и значения морских условий.

Каменноугольные отложения Львовско-Люблинской впадины

Каменноугольные отложения в Львовско-Люблинской впадине залегают под мощным покровом мезо-кайнозойских осадков и в естественных обнажениях нигде не известны. Предположения о возможном наличии их во впадине первоначально делались лишь на основе общих геологических соображений. Первые косвенные доказательства правильности этих предположений были получены в начале 30-х годов настоящего века, когда польскими геологами в окрестностях с. Пелчи и г. Острога Ровенской области была обнаружена в базальном конгломерате сеномана галька каменноугольных пород. Количество и размер этой гальки увеличивались в направлении с востока на запад, что заставляло предполагать наличие коренных отложений карбона к западу от находок гальки, т. е. в пределах Львовско-Люблинской впадины. Примыкание этой впадины с востока к продуктивному карбону Верхне-Силезского бассейна приводило некоторых геологов к мысли о возможном продолжении этого бассейна к востоку, в пределы Львовско-Люблинской впадины. Мысль эта особенно активно пропагандировалась в Польше геологом Я. Самсоновичем (1931 в).

Представления Я. Самсоновича послужили основанием для организации польским концерном тяжелой промышленности в 1937—1939 гг. поискового бурения на уголь на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины, в пределах Львовской области. В 11 из 13 скважин, пробуренных этой организацией до начала Польско-Германской войны, был вскрыт карбон и в его составе обнаружены угольные пласты рабочей мощности. По заключению польских геологов (Самсонович, 1939 в) карбон, вскрытый этими скважинами, на пространстве от с. Галичане на востоке до г. Сокаля на западе был определен в границах от верхневизейских до нижневосточных отложений включительно.

После воссоединения западных областей УССР изучение карбона восточного склона Львовско-Люблинской впадины благодаря широкой организации глубокого бурения на значительных площадях Западной Украины пошло по пути планомерного, интенсивного развития.

Изучением каменноугольных отложений рассматриваемой территории занимались С. М. Ткалич, Г. И. Луговой, А. В. Бойко, В. И. Жерехов, В. И. Исаков, М. И. Струев, И. Д. Усиков, В. В. Воронин, В. Б. Шпакова и другие. Научная обработка материалов глубокого бурения прово-

дилась в Институте геологических наук АН СССР группой научных сотрудников в составе: Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Е. О. Новик, П. Л. Шульга, осветивших своими работами основные вопросы состава, стратиграфии и строения каменноугольных отложений рассматриваемой территории (Айзенберг, Бражникова, Новик и Шульга, 1946; Айзенберг, Бражникова, Новик и Шульга, 1949; Новик, Ищенко, 1948).

Каменноугольные отложения в пределах Львовско-Люблинской впадины установлены на пространстве от широты г. Владимира-Волынского на севере до широты сс. Яхторов и Печеня (к юго-востоку от г. Львова) на юге и от меридиана, проходящего по линии г. Торчин — г. Олеско на востоке, до государственной границы на западе общей площадью до 8000 км² (рис. 53).

По широтной линии, расположенной в 3 км севернее г. Владимира-Волынского, проходит северная граница распространения карбона. Восточная граница проходит немного восточнее гг. Торчина и Олеско. Южная граница карбона не установлена. Возможно продолжение карбона к югу в пределы Предкарпатской впадины, в которой вся толща палеозоя и с ним карбона опущена на значительную глубину. В западном направлении каменноугольные отложения, постепенно погружаясь под толщу мезо-кайнозойских образований, уходят за государственную границу СССР.

На указанном пространстве каменноугольные отложения залегают под осадками главным образом верхнего мела на глубине от 125 м на востоке до 700 м на западе. Карбон здесь представлен осадками нижнего отдела в составе: турнейского, визейского и намюрского ярусов и нижней частью среднего отдела — башкирским ярусом.

Турнейский ярус (C_{1t}). Отложения турнейского яруса вскрыты рядом оскважин вдоль северной границы распространения карбона, в Торчинском и Владимирском районах Волынской области, а также восточнее г. Горохова и в районе г. Олеско Львовской области. В его составе выделяются три свиты: нижняя, средняя и верхняя.

Слой наиболее древней свиты турне, на границе их с верхним девонем, вскрыты в г. Торчине и в районе г. Олеско. В этих разрезах переход от девона к турнейским отложениям является постепенным. Граница между девонской и каменноугольной системами определяется палеонтологически, причем значительная толща пород на контакте этих систем как палеонтологически, так и литологически представляет собой отложения переходного типа. Полностью отложения нижней свиты турнейского яруса вскрыты в г. Торчине, где они залегают на известняковой толще фаменского яруса, содержащей остатки *Spirifer (Cyrtospirifer) cf. archiaci* M u g s h. Представлена данная свита в нижней части чередованием серых и серо-зеленоватых доломитизированных известняков, доломитизированных известковистых песчаников и темно-серых алевролитов, сменяющихся кверху сильно известковистыми, доломитизированными песчаниками. Констатирован здесь один прослой угля в 0,05 м мощности, а к востоку от г. Горохова в этой свите встречены прослой гипса. Из органических остатков встречены: *Spirifer ex gr. julti* Dehée, *Eridoncha* sp. (*Astarte socialis* Eichw.), *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. Zeill., *Rhodea moravica* (Ettingh.) Stur. и один обломок покрова *Bothriolepis* sp. Мощность нижней свиты турне равна 90 м.

Средняя свита турне представлена доломитами и доломитизированными, сильно песчанистыми известняками бело-голубоватого, лилового, серо-зеленоватого и других цветов с редкими подчиненными им прослоями песчаников и глин. Палеонтологические остатки, за исключением

одной находки *Capidoides* sp., в этой свите не обнаружены. Мощность средней свиты турне достигает 40 м.

Наконец верхняя свита турнейских отложений в районе г. Торчина представлена мощной толщей пестроцветных, главным образом красноцветных терригенных пород: песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями мелкогалечного конгломерата; в верхах она содержит прослой известняков. В этой свите встречены: *Stigmarella ficoides* Sternb., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Rhodesa Hochstetteri* Stur., *Leptodendron olivieri* Eichw., *Adiantites machaneckii* Stur.

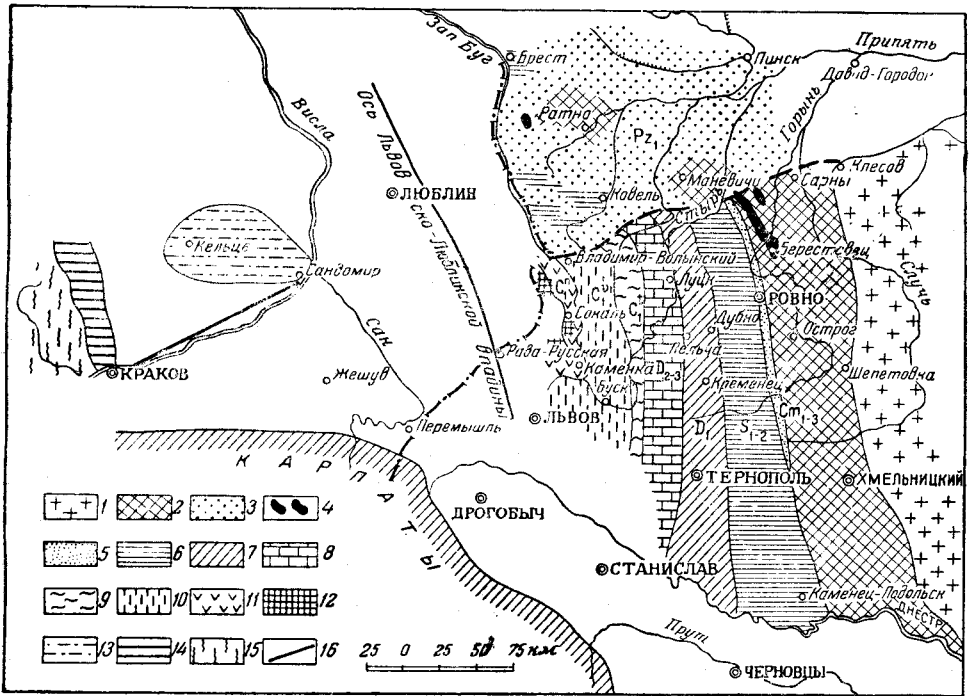


Рис. 53. Геологическая карта палеозоя Волино-Подольской плиты и восточного склона Львовско-Люблинской впадины (палеозой)

1—докембрийские породы Украинского кристаллического массива; 2—острожская серия; 3—нижний палеозой нерасчленённый; 4—эффузивы; 5—нижний кембрий; 6—силур; 7—девон нижний; 8—девон средний и верхний; 9—турнейский ярус; 10—визейский ярус; 11—намюрский ярус; 12—карбон средний; 13—нижний палеозой Келецко-Сандомирского края; 14—Краковско-Волынский край; 15—палеозой Верхне-Силезского бассейна; 16—линии нарушений

Эта же свита в районе г. Владимира-Волынского, сохраняя свою пеструю окраску, отличается присутствием очень непостоянных по мощности известняков и мощных пластов конгломератов. В составе гальки этих конгломератов встречаются нижнесилурийские известняки, известные по разрезам к северу от г. Владимира-Волынского, в районе г. Турыйска. По мощности конгломератов, размерам и окатанности гальки этих конгломератов вся верхняя свита в районе г. Владимира-Волынского представляет собой типичные отложения морского побережья.

Совершенно отличный фациальный характер имеют вышеупомянутые осадки верхней свиты турне района г. Торчина. Почти лишённые конгломератов, они часто на плоскостях наслоения содержат растительный детритус, а в составе тяжелой фракции этих пород встречается барит. Последнее, вместе с пестрой окраской пород и наличием растительного детритуса, характеризует эти породы как прибрежные, а местами, воз-

можно, осадки опресненных лагун или дельт. Мощность верхней пестроцветной терригенной свиты турне близка к 100 м. Мощность отложений всего турнейского яруса равна 230—235 м.

В районе г. Олеско верхняя и средняя свиты турнейского яруса отсутствуют. Непосредственно на отложения нижней свиты турне здесь ложатся породы нижней свиты (но не самых низов) визейского яруса. У восточной границы распространения карбона турнейские отложения выходят на поверхность палеозоя под покровом верхнего мела. Далее к западу они перекрыты отложениями визейского яруса.

У северной границы распространения карбона (Торчинский и Владимирский районы) турнейские отложения залегают под осадками верхней половины визейского яруса, а на юге, в районе г. Олеско, они перекрываются нижневизейскими отложениями. Таким образом, на границе турнейских и визейских отложений на восточном крыле Львовско-Люблинской впадины четко выражен перерыв в отложениях, сопровождающийся разрывом.

Визейский ярус (C_{1v}). Отложения визейского яруса выступают на поверхность палеозоя полосой субмеридионального простирания до 40 км ширины, граничащей на востоке с турнейскими и на западе — с намюрскими образованиями (см. рис. 53). В западном направлении они постепенно погружаются под отложения намюрского яруса. Как отмечено выше, визейские отложения залегают трансгрессивно на разновозрастных горизонтах турнейского яруса и покрываются отложениями намюрского яруса. Граница между визейским и намюрским ярусами постепенная. В скважинах отложения визейского яруса прослежены на пространстве от меридиональной линии, проходящей в 2—3 км к западу от г. Олеско на востоке и до р. Западный Буг на западе и от широты г. Владимира-Вольнского на севере до широты с. Яхторов Львовской области на юге. Суммарная мощность визейских отложений на всем указанном пространстве близка 500 м.

Литологически отложения визейского яруса представлены известняками, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углистыми сланцами и каменными углями. По общему макроскопическому облику все эти породы однотипны с соответствующими породами карбона Донецкого бассейна.

Известняки в составе визе преимущественно темно-серые, реже серые тонкозернистые, часто органогенные — обломочные, иногда они битуминозные или окремнелые, содержат обильную фауну фораминифер и остатки брахиопод, местами остракод, мшанок или криноидей. Распределение известняков в разрезе визейского яруса на разведанном пространстве восточного склона Львовско-Люблинской впадины неравномерное как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном. Наиболее развиты известняки в нижней части визейских отложений, достигая в отдельных пачках до 45 м мощности. В верхней части отложений данного яруса известняки занимают подчиненное положение, залегая среди терригенных пород в виде маломощных пластов меняющейся мощности. Особенно мощные пачки известняков в составе нижней части визейских отложений констатированы в юго-восточной части рассматриваемой территории. В западном направлении (в сторону Карпат) известняки в составе верхней части визейского яруса постепенно выклиниваются, замещаясь терригенными породами.

Аргиллиты обычно темно-серые, реже серые, сланцеватые, преимущественно плотные, в большей или меньшей степени слюдястые, часто пиритизированные. Нередко в них встречаются сидеритовые конкреции,

Система	Отдел	Ярус	Зоны и свиты	Индексы пластов	Геологический разрез	Мощность пластов в м	Мощность зон в м	Названия угольных пластов	Краткая характеристика пород	Органические остатки	
Каменноугольная - С	Средний - С ₂	Башкирский - С ₂ ^б	Крепевакская С ₂ Кр	В ₆		0,52	известно 100	Вольнский 6	Песчаники от мелко- до крупнозернистых серые и светлосерые, часто косослоистые слюдястые. Аргиллиты часто с сидеритовыми конкрециями. Алевролиты тонкослоистые. Угли каменные.	<i>Neuronteris gigantea</i> for. <i>areuata</i> , <i>Diplomema adiantoides</i> , <i>Carbonicola aquilina</i> , <i>C. elliptica</i> , <i>Najadites quadrata</i> , <i>Dunbarella papyracea</i> , <i>Posidonella sulcata</i> и др.	
						0,0-0,20 0,0-0,32 0,10-0,70					
			Морозов-Паромов-Вичская С ₂ Мр	В ₆ В ₄		0,0-0,20		50	Вольнский 4	Печаники светло-серые до белых, часто косослоистые. Аргиллиты и алевролиты серые и темно-серые, часто доломитизированные. Каменные угли.	Обагодендрон мелколистный, <i>Profusulinella</i> sp. <i>Edmondia jacksoni</i> , <i>Aviculopecten donobdi</i> , <i>Phestia fedotovi</i> .
						0,0-0,30 0,70-2,70 0,0-0,45 0,0-0,50					
			Морозов-Вичская С ₂ Мр	В ₃ В ₂ В ₁		0,00-3,45 0,00-1,40		80-125	Вольнский 2 Вольнский 1	Песчаники серые сильно слюдястые, косослоистые. Алевролиты серые и темно-серые, часто пиритизированные, с конкрециями сидеритов. Известняки мергелистые доломитизированные. Угольные пласты равочной мощности, местами сапропелиты.	Многочисленные мезокаламиты, редкие <i>Calamites undulatus</i> . <i>Neuropteris Schlehani</i> , <i>Archaeodiscus</i> sp., <i>Carbonicola praeaquilina</i> , <i>Anthracoaula belgica</i> , <i>Anthr. bugetsis</i> , <i>Aviculopecten gentilis</i> и др.
						0,00-0,25 0,00-0,17					
		Нижний - С ₁	Турнейский - С ₁ ^т	Ивановская С ₁ Ив	V ₉		0,0-0,20	100-110	Ивановский 1	Аргиллиты темно-серые. Известняк ракушечный. Каменные угли (прослой). Известняк доломитизированный.	<i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Mesocalamites astravienensis</i> , <i>Eostaffella varvariensis</i> , <i>Posidonella elongata</i> , <i>Posidonomya tischnjanskiensis</i> , <i>P. membranaea</i> .
							0,0-0,52				
				Порцкая С ₁ Пр	V ₈ V ₇ V ₆		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	90-120	Бубновский Бусская тройка Бусский	Известняки темно-серые, серые, буровато-серые, тонкозернистые, местами битуминозные или окремненные. Песчаники серые и темно-серые среднезернистые. Угли каменные.	<i>Mesocalamites ramifer</i> , <i>Nanicella paraammonoides</i> , Pr. (<i>Gigantella</i>) ex gr. <i>latissimus</i> , <i>Chonetes laqueianus</i> , <i>Nuculavus luciniformis</i> , <i>Posidonomya porizkiensis</i> .
							0,12-0,30				
				Истинская С ₁ Ист	V ₅		0,0-0,20	30-45	Порцкий Ложачевский	Известняки серые и темно-серые. Аргиллиты темно-серые и серые, часто пиритизированные. Прослой каменного угля.	<i>Succamina</i> sp. (крупные), <i>Endothyra omphalota</i> , <i>E. globulus</i> , <i>Calcifolium</i> (редко).
							0,25-0,47				
	Владимирская С ₁ Вл	V ₄		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	75-80	Порцкий Ложачевский	Алевролиты тонкослоистые, слюдястые темно-серые и серые. Песчаники преимущественно, мелкозернистые, слюдястые. Аргиллиты темно-серые, иногда карбонатные. Угли каменные и сапропелевые.	<i>Tuberitina</i> sp., <i>Calcisphaera</i> sp., <i>Hyperammina elegans</i> , <i>Endothyra similis</i> , <i>Archaeodiscus karreri</i> , <i>Monotaxis exilis</i> , <i>M. gibba</i> (редко) <i>Gigantella</i> sp.			
				0,25-0,47							
	Морозов-Бусская С ₁ Мр	V ₃ V ₂		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	57-65		Песчаники серые мелко- и среднезернистые. Аргиллиты темно-серые. Известняки серые и темно-серые. Прослой каменных углей.	Многочисленные <i>Forschia</i> , <i>Haplophragmella</i> , <i>Litotubella</i> , <i>Monotaxis exilis</i> , Pr. (<i>Gigantella</i>) aff. <i>gigantoides</i> , <i>Sulcatipinna flabelliformis</i> и др.			
				0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20							
	Олеская С ₁ Ол	V ₁		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	75		Известняки темно-серые и серые, глинистые, пиритизированные. Аргиллиты темно-серые и серые пиритизированные. Песчаники мелкозернистые.	<i>Forschia subangulata</i> , <i>Haplophragmella</i> sp., <i>Litotubella</i> sp., Pr. (<i>Gigantella</i>) ex gr. <i>prigorovskii</i> , <i>Leptaena rhomboidalis</i> var. <i>analoga</i> .			
				0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20							
	Верхняя свита	V ₁		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	45		Известняки темно-серые до черных, плотные, местами сильно окремненные.	<i>Parathurammia</i> sp., мелкие эндотеры, примитивные эштафеллы, Pr. (<i>Gigantella</i>) ex gr. <i>gigantoides</i> .			
				0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20							
	Нижняя свита	V ₁		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	100		Пестроцветные песчаники, конгломераты и алевролиты, преимущественно карбонатные. Вверху свиты прослой известняков, часто окремненных.	<i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Rhodesia hochstetteri</i> , <i>Lepidodendron Olivieri</i> , <i>Adiantites Machanekii</i> и др.			
				0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20							
	Средняя свита	V ₁		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	40		Известняки доломитизированные и доломиты разноцветные. Песчаники и алевролиты доломитизированные.	<i>Capidooides</i> sp. (одна находка)			
				0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20							
Нижняя свита	V ₁		0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20	90		Известняки, доломиты и доломитизированные известняки серые и серо-зеленоватые. Песчаники известковистые, доломитизированные серые. Алевролиты и аргиллиты серые.	<i>Asterocalamites scrobiculatus</i> , <i>Rhodesia moravica</i> , <i>Eridonconcha</i> sp. (= <i>Astarte socialis</i>), <i>Capidooides</i> sp., <i>Bothriolepis</i> sp., <i>Spirifer</i> ex gr. <i>jubii</i> Dehe.				
			0,05-0,52 0,15-0,30 0,10-0,16 0,00-0,20								
Девонская	Верхняя	Фаменский						Известняки серые кристаллические.	<i>Spirifer</i> (<i>Cyrtospirifer</i>) <i>archiaci</i> .		

40 0 40 80 120 160 200 м

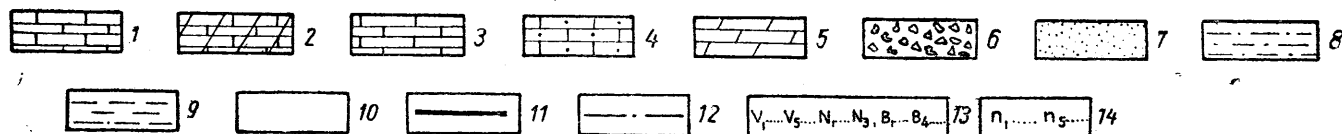


Рис. 54. Сводный разрез каменноугольных отложений Львовско-Люблинской впадины

1—известняк; 2—известняк доломитизированный; 3—известняк глинистый; 4—известняк песчаный; 5—доломит; 6—конгломерат; 7—песчаник; 8—алевролит песчаный; 9—алевролит; 10—аргиллит; 11—угольный пласт рабочей мощности; 12—угольный прослой; 13—индексы пластов известняков; 14—индексы угольных пластов

реже — прослой. Местами, обычно в почве угольных пластов, аргиллиты пронизаны стигмариями. При этом они теряют свою сланцеватость, имея вид типичных «кучерявчиков». Фауна в аргиллитах сравнительно редка, представлена, главным образом, пелециподами, среди которых чаще всего встречаются представители *Taxodonta*. Вблизи пластов известняков в аргиллитах встречается фауна более разнообразного состава и в числе ее нередки брахиоподы, мшанки, криноидеи и другие группы ископаемых организмов. Вблизи угольных пластов или углистых сланцев в аргиллитах встречаются остатки растений. Наиболее развиты аргиллиты в верхней половине визейских отложений, тогда как в нижней половине они занимают подчиненное положение в разрезе.

Алевролиты обычно темно-серые или серые, слюдистые; слюда в них концентрируется по плоскостям наслоений, где также часто встречается тонкий растительный, неопределимый детритус. В большинстве алевролиты очень тонкослоистые, местами они косослоистые или неправильно слоистые.

Остатки ископаемых организмов в алевролитах почти отсутствуют за исключением растительного шлама, наблюдающегося по плоскостям наслоений.

Пласты алевролитов очень непостоянны по мощности и местами совсем выклиниваются.

Песчаники преимущественно мелкозернистые, местами среднезернистые, серые, светло-серые и темно-серые, почти всегда слюдистые, редко косослоистые, иногда содержат мелкие обломки каменного угля. В песчаниках изредка встречаются остатки флоры, чаще всего в виде плохо сохранившихся обломков стеблевых частей растений или в виде растительного шлама. Песчаники наиболее развиты в верхней части визейского яруса, где они местами слагают пачки до 30 м мощности (район г. Каменки-Бугской, с. Порицк, с. Холоево). К востоку от г. Буска и в районе с. Яхторов песчаники констатированы и в нижней части визейского яруса.

Каменные угли присутствуют во всей толще визейского яруса, чаще всего в виде прослоев нерабочей мощности. Только иногда некоторые из прослоев достигают 0,4—0,5 или 0,6 м. В пределах западной части Волынской области и северной части Львовской области в составе визейских отложений насчитывается более 20 угольных прослоев. Из них 6 пластов, которым присвоены местные названия: Порицкий, Локачевский, Бусский, Бусская тройка, Бубновский и Иваничский, местами приобретают рабочую мощность. Положение этих пластов в геологическом разрезе визейских отложений показано на прилагаемом сводном разрезе карбона восточного склона Львовско-Люблинской впадины (рис. 54).

По данным макро- и микроскопических исследований А. М. Ищенко, среди углей визейского яруса рассматриваемой территории встречаются как гумитовые, так и сапропелитовые разности. По петрографическим признакам гумитовые угли данного района относятся преимущественно к паровично-жирным. Сапропелиты обычно залегают в кровле гумитовых углей. Почти все угольные пласты, встречающиеся в отложениях визейского яруса, рассматриваемого района, подстилаются «кучерявчиками», что является доказательством их автохтонности. Чаще всего кровлей угольных пластов здесь служат терригенные породы: аргиллиты, алевролиты или песчаники, но местами в кровле углей залегают и известняки. Иногда известняки ложатся непосредственно на «кучерявчики», что указывает на размывы угольных пластов в процессе наступления моря на покрытые пышной растительностью заболоченные прибреж-

ные участки. Нередки в составе визейских отложений и углистые сланцы как гумусового, так и сапропелитового состава.

Чередование в геологическом разрезе визейских отложений разного типа осадков от типично морских (известняков с брахиоподами) до типично континентальных (автохтонных угольных пластов) является довольно закономерным, свидетельствующим о том, что на протяжении почти всего визейского века территория южной части восточного склона Львовско-Люблинской впадины испытывала ритмические вертикальные колебательные движения.

Отдельные этапы исторического развития визейского бассейна на рассматриваемой территории нашли свое отражение в особенностях литологического и палеонтологического состава отдельных частей разреза осадков этого бассейна. Учитывая эти особенности, П. Л. Шульгой выделено в составе визейского яруса 7 зон. Зоны эти следующие (снизу вверх): олесковская, бусская, яхторовская, владимирская, устилужская, порицкая и иваничская.

Олесковская зона на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины является самой древней в составе визейского яруса. Разрез ее вскрыт полностью в районе г. Олеско, по имени которого зона и названа. Представлена она мощной толщей темно-серых до черных, в верхней части сильно окремнелых известняков. В основании залегает черный конгломератовидный песчаник до 2 м мощности. Олесковская зона в районе г. Олеско подстилается отложениями нижней свиты турнейского яруса и покрывается отложениями бусской зоны. В известняках олесковской зоны встречены остатки: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl. (единичные), *Ammodiscus* aff. *volgensis* Raus. (единичные), *Brunstia spirillinoides* Grozd., *Br.* aff. *irregularis* (Moell.), *Endothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *End. ischitmica* Raus., *End.* cf. *prisca* Raus. et Reitl., *End. stafelliformis* Tschern., *End.* aff. *primaeva* Raus., *End.* cf. *convexa* var. *regularis* Raus., *End. stmilis* Raus. et Reitl. (единичные), *Eostaffella prisca* Raus., *E.* ex gr. *parva* (Moell.), *E.* aff. *singularia* Viss., *Parastaffella* aff. *struvei* (Moell.), *Gigantoproductus* ex gr. *gigantoides* Paesc., обломки спикул губок, остракод, мелкие гастроподы и др. По возрасту олесковская зона сопоставляется с зоной C₁yc донецкого карбона и самыми низами тульской толщи Подмосковного бассейна. Мощность олесковской зоны равна 45 м.

Бусская зона. Отложения данной зоны вскрыты к востоку от г. Буска. Более полно они вскрыты в с. Яхторов. Залегают отложения бусской зоны на отложениях олесковской зоны и покрываются отложениями яхторовской зоны. Литологически бусская зона отличается от подстилающих ее пород появлением аргиллитов, чередующихся в нижней половине зоны с известняками. В верхней половине зоны аргиллиты составляют почти все 100% разреза. В бусской зоне встречены следующие остатки фауны и флоры: *Lepidostrobis scotti* Jongm., *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl., *Ammodiscus volgensis* Raus., *Amm. buskenis* Brazhn., *Forschia subangulata* Moell., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *End. devexa* Raus., *End. koktjubensis* Raus., *End. omphalota* Raus. et Reitl., *End. pseudogracilis* Brazhn., *End. ischitmica* Raus., *Archaeodiscus karreri* Brady, *Arch. krestovnikovi* Raus., *Arch. moelleri* Raus., *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Palaeotextularia consobrina* Lip., *Tetrataxis media* Viss., *T. submedia* Brazhn., *T. quasiconica* Brazhn., *Valvulinella jungi* Brady, *Eostaffella parva* Moell., *E. mediocris* Viss., *Gigantoproductus* ex gr. *bisati* Paesc., *Pr.* (*Echino-*

conchus) cf. *punctatus* Mart., *Pr. (Overtonia)* ex gr. *fimbriatus* Sow., *Pr. (Marfinifera)* ex gr. *longispinus* Sow. и др.

Бусская зона сопоставляется с зоной C_{v1d} донецкого карбона. Мощность бусской зоны равна 75 м.

Яхторовская зона полностью вскрыта в с. Яхторов Львовской области (к юго-востоку от г. Львова) и на пространстве между гг. Буск и Олеско и частично — к востоку и западу от г. Буска. Зона эта характеризуется значительным развитием в ее составе песчаников и появлением угольных прослоев. В районе с. Яхторов песчаники слагают мощную, до 15 м пачку. Песчаники — аркозовые, местами каолинизированные. К востоку от г. Буска в составе яхторовской зоны песчаники преваляют над другими породами. Здесь они светло-серые и серые, иногда косослоистые, местами содержат обломки каменного угля и прослой мелкогогалецкого конгломерата, состоящего из обломков пестроцветных аргиллитов.

В известняках яхторовской зоны встречена обильная фауна фораминифер, среди которых особенно характерными являются: *Forschia subangulata* (Moell.), *Haplophragmella tetraloculi* Raus., *Endothyra prisca* Raus et Reitl., *End. smilis* Raus. et Reitl., *End. devexa* Raus., *End. omphalota* Raus. et Reitl., *End. globulus* Eichw. и др.

По возрасту яхторовская зона сопоставляется с тульским горизонтом Подмосковского бассейна и с зоной C_{1ve} Донбасса. Ее мощность колеблется в пределах 57—65 м.

Владимирская зона вскрыта скважинами вдоль восточной границы карбона от с. Задвирья на юге до г. Владимир-Волынского на севере и вдоль северной границы карбона от гг. Локачи и Горохов на востоке до р. Западный Буг на западе. Впервые и наиболее полно владимирская зона была вскрыта и изучена в районе г. Владимир-Волынского, по которому она и получила свое название. Подстилается владимирская зона отложениями яхторовской зоны и покрывается осадками устилугской зоны.

К востоку от г. Буска, а также в районе гг. Каменка-Бугская и Радехов отложения владимирской зоны представлены преимущественно известняками, залегающими пачками мощностью до 15—20 м. К северу, на пространстве между гг. Устилуг и Владимир-Волынский, известняки во владимирской зоне занимают подчиненное положение, отдельные пласты их не превышают 3—5 м мощности, отличаются неустойчивым залеганием. Местами они полностью выклиниваются, замещаясь аргиллитами. К владимирской зоне приурочены угольные пласты — Локачевский и Порицкий, иногда достигающие рабочей мощности.

В отложениях владимирской зоны встречены: *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zcill., *Lithostrotton junceum* Flem., *L. irregulare* (Phill.), *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart., *Parallelodon getnitsi* Koninck., *P. simplex* Tornq., *Sanguinolites plicatus* Portl., *S. striato-lamellosus* Koninck., *Cypricordella concentrica* Hind., *Aviculopecten intermedius* M'Coу, *Edmondiella sulcata* (Phill.), многочисленные фораминиферы, спикулы губок, криноидеи, мшанки (очень много), головоногие, остракоды и др. Среди фораминифер почти совсем отсутствуют виды характерные для нижневизейских отложений, в частности представители родов *Haplophragmella*, *Lituotubella*, *Forschia* и др. По составу фораминифер Н. Е. Бражникова сопоставляет владимирскую зону с нижней частью зоны C_{1vj} донецкого карбона и алексинским горизонтом Подмосковского бассейна. Мощность Владимирской зоны равна 75—80 м.

Устилу́жская зона наиболее детально изучена по скважине, расположенной в г. Устилу́ге Волынской области. Представлена устилу́жская зона почти исключительно известняками. Последние особенно характерны для района г. Каменки-Бугской, а также сс. Печеня и Задворье Львовской области, где они залегают в виде непрерывной плиты, мощностью до 45 м.

Известняки устилу́жской зоны темно-серые, крупнозернистые, чаще всего органогенно-обломочные, без примеси терригенного материала, содержат многочисленные остатки разнообразных фораминифер, отличающихся крупными размерами и толстостенными раковинами. Аргиллиты в устилу́жской зоне занимают подчиненное положение, а песчаники, также как и угольные прослои, в ней редки.

В отложениях устилу́жской зоны определено около 100 видов фауны (почти исключительно фораминифер) и 3 вида растений. Состав этой фауны отличается от соответствующего состава фауны нижележащей владимирской зоны появлением ряда новых видов, как *Endothyra similis* var. *magna* Raus., *Archaeodiscus moellerti* var. *gigas* Raus., *Saccamina* sp., *Tetrataxis media* var. *gigas* Brazhn. Вместе с этим здесь совершенно отсутствуют пелециподы. К западу от г. Сокаля Львовской области известняки этой зоны местами переполнены кораллами (*Lithostrotion junceum* Fle m.).

По возрасту отложения устилу́жской зоны соответствуют верхней половине зоны C₁v_f донецкого карбона и михайловскому горизонту карбона Подмосковного бассейна; мощность устилу́жской зоны равна 30—45 м.

Порицкая зона впервые и наиболее полно была изучена в районе с. Порицк Иваничского района Волынской области; в дальнейшем она была прослежена (бурением) на значительной площади от гг. Владимира-Волынского и Устилу́га на севере, до с. Задворье на юге. Залегает порицкая зона на устилу́жской и покрывается отложениями иваничской зоны.

Литологически отложения порицкой зоны местами довольно резко отличаются от подстилающей устилу́гской зоны. В ее составе преобладают терригенные осадки, среди которых иногда значительное место занимают мощные прослои песчаников, приуроченные к нижней части зоны (сс. Порицк, Холоев, г. Каменка-Бугская). Известняки в порицкой зоне занимают подчиненное положение, причем в северной части разведанной территории (гг. Устилу́г и Владимир-Волынский) прослои их довольно многочисленны, к югу и юго-западу по направлению к Карпатам, известняки почти полностью выклиниваются, замещаясь терригенными породами. По сравнению с остальными зонами визейского яруса порицкая зона отличается наибольшей угленасыщенностью. В Иваничском, Владимирском и Бусском районах в данной зоне установлено более 10 угольных пластов, из них три пласта (Бусский, Бусская тройка и Бубновский) местами имеют рабочую мощность, остальные же представлены незначительными прослоями.

В отложениях порицкой зоны определено больше 70 видов фауны и флоры. Большинство из этих видов известно и в более древних зонах, но кроме них здесь появляется и ряд новых видов, как: *Mesocalamites ramifer* (Stur) Hirm., *Nanicella ukrainica* Brazhn., *N. paraammonoides* Brazhn., *Valvulinella angulata* Brazhn., *Archaeodiscus karreri* var. *nana* Raus., *Eostaffella protkensis* Raus., *Posidonomya portztkiensis* Schulga, *Nuculavus luciniformis* (Phill.), *Grammysiopsis variabilis* (M'Co y), *Pernopecten sowerbyi* M'Co y, *Aviculopecten interstitilis*

(Phill.), *Gigantoproductus* ex gr. *latissimus* Sow. Часто встречаются здесь остатки водоросли *Calcifolium*.

Порицкая зона по возрасту сопоставляется с зоной C_{1vg} донецкого карбона и веневской толщей карбона Подмосковского бассейна. Мощность порицкой зоны равна 90—120 м.

И в а н и ч с к а я з о н а является самой верхней в разрезе визейских отложений рассматриваемого района¹. Покрывается она отложениями намюрского яруса. Полностью данная зона вскрыта в районе с. Иваничи и г. Устилуга Волынской области, а также в районе г. Каменки-Бугской. К востоку от этих пунктов отложения иваничской зоны выходят на поверхность палеозоя, благодаря чему она в той или иной степени здесь размыта. Литологически и палеонтологически иваничская зона близка к подстилающей ее порицкой зоне, но имеет и свои отличия, выражающиеся в следующем: а) известняки иваничской зоны отличаются значительной примесью терригенного материала, а самый верхний прослой часто доломитизирован; б) в составе фауны данной зоны появляется ряд новых видов, достигающих широкого развития в нижнем намюре, как *Eostaffella* ex gr. *varovariensis* Brazhn et Pot., *Ammodiscus* aff. *compactus* Brazhn. et Pot., *Palaeotextularia* aff. *oblonga* Raus. и др. В массовом количестве появляются здесь обволакивающие водоросли. Руководящий комплекс фауны иваничской зоны, кроме вышеуказанных новых видов, составляют: *Monotaxis gibba* (Moell.), *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Teod., *Arch. moellerti* Raus., *Endothyra* ex gr. *crassa* Brady, *End. crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *End. similis* Raus. et Reitl., *End.* ex gr. *brady* Mikh., *Climacammina* sp., *Eostaffella mosquensis* var. *acuta* Raus., *Anthraconcolo minuta* Schulga, *Poltdevcia sharmani* (Ether.).

В возрастном отношении иваничская зона соответствует большей верхней части свиты C_1^3 донецкого карбона, а также стешевскому и тарусскому горизонтам карбона Подмосковского бассейна. Общая мощность иваничской зоны равна 100—110 м.

Намюрский ярус. Отложения намюрского яруса на восточном крыле Львовско-Люблинской впадины выходят на поверхность палеозоя полосой меридионального простираения, располагающейся непосредственно к западу от полосы визейских отложений (см. рис. 53). Как с подстилающими отложениями визейского яруса, так и с покрывающими отложениями башкирского яруса образования намюра связаны постепенными переходами. Поэтому нижняя и верхняя границы намюрского яруса определяются здесь палеонтологически.

Вся толща намюра отличается от подстилающих отложений визейского яруса почти полным отсутствием известняков. Только в северной части рассматриваемой территории в намюрском ярусе прослеживается один пласт доломитизированного известняка (мощность 0,5—1,5 м), залегающий в основании яруса, и внутри яруса местами наблюдаются линзовидные прослойки карбонатных пород. К югу (Велико-Мостовский район) известняки в намюрском ярусе совершенно отсутствуют.

Карбонатные породы в намюрском ярусе залегают среди основной терригенной толщи небольшими и невыдержанными прослоями. По данным химических, минералого-петрографических и гранулометрических анализов, породы эти представлены известковистыми доломитами, известково-доломитовыми мергелями и сидеритами.

¹ Отнесение иваничской зоны к визейскому ярусу основано на сопоставлении ее отложений с унифицированной схемой карбона Русской платформы. По П. Л. Шульге, данная зона отвечает нижней части намюрского яруса Западной Европы.

За исключением самого нижнего пласта карбонатной породы, залегающего в основании намюра (N_1), содержащего объединенную фауну фораминифер, а местами однообразную, но многочисленную фауну брахиопод, все остальные прослои их только в редких случаях содержат однообразную фауну фораминифер (*Archaediscus* sp.) или редкие обломки макрофауны, обычно же они лишены ископаемых.

Аргиллиты преимущественно темно-серые, реже серые, иногда черные, большей частью немые, содержат местами конкреции сидеритов. Только в некоторых прослоях в них местами встречаются остатки флоры или многочисленные остатки однообразной в видовом отношении фауны пелеципод. Аргиллиты сложены тонким пелитовым веществом, лишенным песчаных частиц. По составу они преимущественно кремнисто-серицито-глинистые или карбонатно-серицито-глинистые. Тяжелая фракция аргиллитов часто состоит только из пирита и сидерита или одного из указанных минералов. Пирит в виде тонких чернышек рассеян, обычно, по всей породе. Легкая фракция состоит почти исключительно из агрегатных кремнистых или глинисто-карбонатных зерен и небольшого процента (3—5) зерен кварца и разрушенных полевых шпатов. Аргиллиты занимают значительное место только в нижней половине намюрского яруса. В средней и верхней части разреза намюра аргиллиты занимают подчиненное положение.

Алевролиты в составе намюрского яруса развиты широко. Они темно-серые и серые, слюдистые, особенно по плоскостям наслоения, обычно очень тонкослоистые, часто косослоистые. Ископаемые остатки фауны и флоры в них редки, за исключением тонкого растительного детритуса, особенно обильного по плоскостям наслоений. Мощности отдельных пластов алевролитов очень изменчива. Все это дает основание характеризовать алевролиты намюрского яруса в рассматриваемом районе как прибрежные образования.

Песчаники особенно развиты в средней и верхней частях разреза намюрского яруса. Они серые, светло-серые и редко темно-серые, от мелко- до крупнозернистых, слюдистые, часто косослоистые. Местами слюда в них наблюдается в очень большом количестве на плоскостях наслоений в виде крупных, серебристых чешуек, благодаря чему между местными работниками песчаники эти получили название «серебряных». По составу цементирующего вещества песчаники намюра являются кремнисто-слюдисто-серицитовыми, карбонатно-кремнисто-слюдистыми или серицито-кремнистыми. Кластический материал песчаников представлен преимущественно корродированными зернами кварца и редко разрушенными, выветрелыми зернами полевого шпата. Промежутки между кластическими зернами песчаников часто выполнены серицитокремнистым материалом, вторичным кварцем, опалом или халцедоном. Тяжелая фракция песчаников иногда полностью состоит из пирита или сидерита, обычно же в его состав входят: циркон, рутил, гранат, турмалин, а эпизодически и в малом количестве хлоритоид и ильменит.

Для палеонтологической характеристики песчаников намюра могут быть использованы только остатки флоры, которые встречаются в виде отпечатков или ядер обломков стеблевых и ствольных частей растений, а также в виде растительного детритуса. Химические анализы терригенных пород намюра показали высокое ожелезнение аргиллитов и алевролитов. Кроме того, все эти породы характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 , что указывает на особые условия образования содержащегося в них глинистого вещества.

Каменные угли в отложениях намюрского яруса представлены 14 пластами, из которых два пласта — Волынский 1 и Волынский 2

имеют промышленное значение, а остальные представлены нерабочими прослоями. Присутствуют здесь угли как гумитового, так и сапропелитового типа. В Велико-Мостовском районе количество угольных пластов рабочей мощности в данном ярусе доходит до 3—4.

Продуктивная толща намюра на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины (в пределах УССР) распространена в следующих районах: 1) Волынском, расположенном к юго-западу от г. Владимир-Волынского до широты с. Иваничи; 2) Сокальском, расположенном в Сокальском районе, и 3) Велико-Мостовском, расположенном к западу от устья р. Рата, притока р. З. Буг. Районы эти разъединены поднятиями карбона, на которых продуктивные отложения размыты. Угольные пласты рабочей мощности в отложениях намюра приурочены к верхней части его разреза, прослеживаются во всех трех указанных выше угленосных районах, хотя местами они значительно утоняются, а то и совсем выпадают из разреза. На прилагаемом сводном разрезе карбона восточного склона Львовско-Люблинской впадины угольные пласты намюрского яруса обозначены буквой «п» латинского алфавита, с числовым показателем при этой букве, указывающим на порядковый номер пласта в разрезе в направлении снизу вверх (рис. 54). Угольные пласты рабочей мощности в этом разрезе показаны под индексами p_7 и p_8 . Все угольные пласты и прослои в отложениях намюра подстилаются «кучерявчиками», что свидетельствует об их автохтонности.

Угли гумитового типа, по данным А. М. Ищенко в Волынском угленосном районе представлены клареном, кларено-дюреном и дюреном и относятся главным образом к газовым, а также к переходным между длиннопламенными и газовыми.

Сапропелитовые угли также имеют широкое распространение. Обычно они связаны с угольными пластами гумитового типа.

Суммарная мощность намюрского яруса колеблется в пределах 130—215 м. П. Л. Шульгой намюрские отложения восточного склона Львовско-Люблинской впадины расчленены на две зоны: лишнянскую и бужанскую.

Лишнянская зона соответствует нижнему намюру. Ее полный разрез вскрыт во многих пунктах к юго-западу от г. Владимира-Волынского, а также в Сокальском и Велико-Мостовском угленосных районах. Отложения этой зоны впервые и наиболее полно были изучены по разрезам в районе с. Старой Лишни Волынской области. Залегаet данная зона на отложениях верхней части визейского яруса, с которыми она связана постепенным переходом. В основании лишнянской зоны залегаet пласт известковистого доломита (N_1) 1—1,5 м мощности. Этот пласт представляет собой хорошо выдержанный маркирующий горизонт, но только для Волынского и Сокальского угленосных районов. В Велико-Мостовском (или Межиреченском) угленосном районе этот пласт отсутствует, ввиду чего проведение здесь границы между визейским и намюрским ярусами представляет значительные трудности.

Верхняя граница лишнянской зоны проходит по кровле мощной пачки аргиллитов, непосредственно над которыми местами присутствует небольшой пропласток карбонатной породы — N_3 (Волынский район) или же залегаet мощная пачка «серебряных» песчаников (Сокальский и Велико-Мостовский районы).

Нижняя граница лишнянской зоны палеонтологически определяется по резкому обеднению видового состава фауны фораминифер в пласте N_1 и по массовому появлению здесь ряда новых видов эоштаффелл. Верхняя граница зоны определяется по массовому появлению *Anthraconauta*

belgica (Hind) и представителей родов *Carbonicola*, характерных для нижних слоев вышележащей бужанской зоны.

Отложения лишнянской зоны представлены преимущественно аргиллитами, залегающими в виде мощной (до 30 м) пачки в верхней части зоны. В нижней части зоны аргиллиты чередуются с алевролитами, среди которых иногда встречаются небольшой мощности пласты мелкозернистого песчаника и редкие, нерабочие пропластки каменного угля. В Волинском угленосном районе данная пачка слоев местами на всю свою мощность (до 25 м) пронизана стигмариями. В средней части верхней пачки аргиллитов встречается пропласток доломитизированного мергеля, переполненного мелкими тонкостворчатыми посидономиями, среди которых встречаются также остатки гониатитов.

Фауна фораминифер в лишнянской зоне встречена в обедненном составе и только в известковистом доломите, залегающем в основании зоны. В аргиллите, покрывающем этот доломит, встречаются пелециподы и брахиоподы. Из наиболее характерных видов флоры и фауны лишнянской зоны можно указать следующие: *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Lepidostrobus Scotti* Jongm., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Mesocalamites ramifer* (Stur.) Hirm., *M. ostraviensis* (Stur.) Hirm., *M. cistiformis* (Stur.) Hirm., *Dactylothea aspera* Brongn., *Lyginopteris stangeri* (Stur.) Goth., *Diplotmema adiantoides* (Schloth.) Goth., *D. bermudensisforme* (Schloth.) Goth., *Neuropteris schlehanii* Stur., *N. antecens* Stur., *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *End. similis* var. *magna* Raus., *End. crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Tetrataxis eominima* Raus., *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *Arch. ex gr. baschkiricus* Krest. et Teod., *Arch. ex gr. karreri* Brady, *Eostaffella* ex gr. *varvariensis* Brazhn. et Pot., *E. prisca* var. *ovoides* Raus., *E. parastruvel* Raus., *E. aff. mosquensis* Viss., *Chonetes laguessianus* Kon., *Spirifer* ex gr. *gröberti* Schwetz., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow., *Nuculavus luciniformis* (Phill.), *Solenomorpha lanceolata* Schulga, *Aviculopecten interstitialis* (Phill.), *Posidontella elongata* (Hind.), *Posidonomia* aff. *wapanuckensis* (Girty), *Anthracoceras* cf. *pausilobus* (Phill.), *Cravenoceras* cf. *stellarum* Bisat., *Cr. cf. nitidoides* Bisat., *Dtmorphoceras* sp., *Weberides mucronatus* (M'Co y)¹.

В возрастном отношении лишнянская зона сопоставляется со свитой С₁⁴ донецкого карбона, протвинским горизонтом Подмосковского бассейна и свитой шокье Бельгийского каменноугольного бассейна. Мощность лишнянской зоны колеблется в пределах 50—90 м.

Бужанская зона залегает над зоной лишнянской и покрывается отложениями среднего отдела карбона. Зона эта составляет главную продуктивную толщу намюра. В основании зоны местами присутствует пласт доломитизированного мергеля (N₃), а в кровле ее — прослой известковисто-доломитового мергеля (B₁).

Литологически бужанская зона представлена песчаниками и частично алевролитами и аргиллитами. Изредка встречаются прослой мелкогалечного конгломерата. Песчаники данной зоны особенно развиты в ее нижней половине в Сокальском районе, где они отличаются исключительной слюдистостью («серебряные» песчаники). В Волинском угленосном районе нижняя песчаниковая пачка данной зоны присутствует лишь местами, в большинстве же разрезов она замещается слоями часто чередующихся алевролитов, аргиллитов, песчаников и прослоев угля.

¹ Гониатиты определены Л. С. Либровичем.

Местами среди этой толщи присутствуют прослои мелкогалечного конгломерата и карбонатных пород. К верхней половине бужанской зоны приурочены угольные пласты рабочей мощности (рис. 54). Волинский 1 (п₇) и Волинский 2 (п₈). Местами пласты эти полностью выклиниваются, будучи размыты или замещены углистыми алевролитами.

В бужанской зоне преобладают остатки флоры и пресноводных пелеципод. Морская фауна крайне редка и встречается лишь в отдельных пропластках. Здесь определены: *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Lepidophlois scotticum* Kidst., *Mesocalamites ramifer* (Stur) Hirm., *M. ostravtensis* (Stur) Hirm., *M. cistiformis* (Stur) Hirm., *Sphenophyllum tenerrimum* (Ettings.) Stur, *Dactylothea aspera* (Stur) Goth., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *Neuropteris schlehanii* Stur., *N. antecedens* Stur., *Archaeodiscus* sp., *Carbonicola praequilina* Schulga, *C. pseudacuta* Truem., *Anthraconauta belgica* (Hind.), *Anthr. bugensis* Schulga, *Najadites* sp., *Anthracomya* sp., *Posidoniella minor* (Brown.), *P. multirugata* Jackson, *Aviculopecten gentilis* Sow.

По возрасту бужанская зона сопоставляется со свитой С₁⁵ Донецкого бассейна, а по составу пресноводных пелеципод она безусловно отвечает верхнеостравским слоям Верхней Силезии (порубским, якловецким и грушовским пачкам), где данная группа фауны богато представлена и детально изучена в последнее время К. Корейво (1954). В бельгийском разрезе карбона бужанской зоне соответствует значительная нижняя часть свиты анденн. Мощность бужанской зоны 80—125 м.

Башкирский ярус (С₂). Отложения среднего отдела карбона на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины вскрыты вдоль правого берега р. Западного Буга в Волинском, Сокальском и Велико-Мостовском угленосных районах на глубине от 272 до 392 м. Максимальная их мощность 200 м. Отложения эти, постепенно погружаясь в направлении на запад, уходят за государственную границу, в пределы Польши. Переход между отложениями нижнего и среднего отделов карбона на рассматриваемой территории постепенный. Граница между ними определяется палеонтологически. В геологическом разрезе Волинского и Сокальского угленосных районов эта граница проводится по подошве хорошо выдержанного, маркирующего пласта — известково-доломитового мергеля, обозначенного индексом В₁ (рис. 54), мощностью 0,5—0,7 м.

Литологически отложения башкирского яруса в основном однотипны с отложениями верхней половины намюрского яруса; они представлены главным образом терригенными породами. Известняки среди них присутствуют только в нижней части разреза. Особенностью состава терригенных осадков башкирского яруса является преобладание песчаников, представленных пластами или пачками пластов до 30—35 м мощности. Песчаники эти кварцевые, светло-серые, часто косослоистые, местами содержат прослои мелкогалечного конгломерата и в нем обломки каменного угля и обуглившиеся растительные остатки.

Каменные угли в составе отложений башкирского яруса встречаются в виде небольших прослоев. В Волинском угленосном районе среди отложений башкирского яруса констатировано 4 угольных пласта, местами имеющих рабочую мощность, и 17 нерабочих прослоев. Как угольные пласты, так и угольные прослои не выдержаны на площади и местами полностью выклиниваются. В почве угольных пластов постоянно присутствует слой породы, пронизанной корнями растений («кучерявчик»), что свидетельствует об автохтонности угольных пластов. Алевролиты и аргиллиты башкирского яруса однотипны с такими же породами намюрского яруса. В аргиллитах часто наблюдаются сидеритовые конкреции.

Среди отложений башкирского яруса встречаются: *Azonomonoletes vulgaris* form. *gigantea* Waltz., *Hymenozonotriletes microrugosus* (Ibr.) Ishchen., *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Ishchen., *Lophotriletes grumosus* (Ibr.) Ishchen., *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Bothrodendron minutifolium* Boulay, *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *Mesocalamites ramifer* (Stur) Hirm., *M. ostraviensis* (Stur) Hirm., *Calamites undulatus* Sternb., *Mariopteris acuta* (Brongn.) Zeill., *Neuropteris gigantea* Sternb., *N. gigantea* f. *arcuata* (Got.) Nov., *Endothyra* ex gr. *brady* Mikh., *Archaeodiscus subcilindricus* Brazhn. et Pot., Arch. cf. *moelleri* Raus., *Eostaffella varvartensis* Brazhn. et Pot., *E.* aff. *prisca* Raus., *E. postmosquensis* Kir., *Ozawainella* aff. *pararhomboidalis* (?) Man., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* (Dutk.), Ps. ex gr. *sphaeroidea* (Moell. et Erenb. s. l.), *Profusulinella* sp., *Donezella* sp., *Phestia* ex gr. *snjatkovi* (Fedot.), *Posidoniella minor* (Brown.), *P. multirugata* Jackson, *Edmondia jacksoni* Dem., *Aviculopecten dorlodoti* Delep., *Paleolima retifera* (Schum.), *Carbonicola aquilina* Sow., *C. elliptica* Tschern., *Najadites quadrata* Sow., *Anthraconauta* ex gr. *minima* (Hind.) non Ludw.

Присутствие среди приведенных видов *Bothrodendron minutifolium* Boulay (встреченного в средней части вскрытого разреза), который появляется в карбоне Донбасса, начиная со свиты C_2^3 , *Carbonicola aquilina* Sow. и *C. elliptica* Tschern. (встреченных в самых верхах того же разреза), известных в Донбассе из свиты C_2^3 , дает основание отнести толщу, вмещающую эти формы, к нижней половине среднего отдела карбона — к башкирскому ярусу. Ее можно считать соответствующей свитам C_2^1 , C_2^2 и C_2^3 карбона Донбасса.

Мощность указанной выше вскрытой части башкирского яруса равна 200 м. Отложения башкирского яруса П. Л. Шульгой расчленены на три зоны: морозовичскую, паромовскую и кречевскую.

Морозовичская зона самая нижняя в составе башкирского яруса. Рядом скважин она вскрыта в Волынском угленосном районе вдоль правого берега р. Западного Буга, в окрестностях г. Сокаля Львовской области и к западу от этого города, в Забужском, а также в Велико-Мостовском районах. В основании зоны залегает хорошо выдержанный в Волынском районе пласт известково-доломитового сидеритизированного мергеля (B_1), переполненного обломками макрофауны, среди которых местами встречаются целые раковины *Choristites* ex gr. *bisulciformis* Sem.; из микроорганизмов в нем постоянно встречается *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и водоросль *Donezella*.

Верхняя граница морозовичской зоны проходит по подошве водорослевого (донецеллового) известняка B_4 , представляющего собой выдержанный на всей разведанной площади маркирующий пласт. Сложена морозовичская зона в основном терригенными осадками: песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими прослойки каменных углей, из которых характерными являются три сближенных пласта, залегающие в средней части зоны из них местами имеют рабочую мощность (пласт Волынский 3).

В Волынском угленосном районе для морозовичской зоны характерны прослойки органогенно-обломочных известняков. К югу, в сторону Карпат, известняки эти выклиниваются и замещаются терригенными породами.

Характерный комплекс флоры и фауны морозовичской зоны составляют: *Mesocalamites ramifer* Stur., *Calamites undulatus* Sternb., *C. suckowii* Brongn., *Asterophyllites charaeformis* Sternb., *Mariopte-*

rtis acuta Brongn., *M. hirta* Stur., *Neuropteris gigantea* f. *arcuata* (Bertr.) Nov., *N. obliqua* Brongn., *Alethopteris grandis* Brongn., *Endothyra* ex gr. *brady* Mikh., *Archaediscus subcylindricus* Brathn. et Pot., *Eostaffella* ex gr. *pseudostruvei* (Raus. et Belj.), *E. exilis* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Sem., *Phestia fedotovi* Tschern., *Edmondia pentonenensis* Hind., *Palaeolima boltoni* Dem., *Donezella* и др. Мощность морозовичской зоны равна 40—45 м.

Паромовская зона подстилается отложениями морозовичской зоны и покрывается отложениями крчевской зоны. Нижняя граница ее проводится по подошве упомянутого выше донецеллового известняка В₄. Верхняя граница зоны проводится по кровле мощной пачки песчаников, залегающих выше известняка В₅. Там, где над песчаниками присутствует прослой известняка В₆ — верхняя граница зоны проводится по его подошве.

В нижней части зоны присутствует два пласта известняков — В₄ и В₅, хорошо прослеживающихся почти на всей изученной площади. Известняки эти залегают среди аргиллито-алевритовой толщи. Верхнюю часть зоны слагает мощная пачка светло-серых песчаников.

В паромовской зоне встречаются: *Lepidodendron* sp., *Calamites* sp., *Doricopdaites palmaeformis* (Coerp.), *Ammodiscus compactus* Brazhn. et Pot., *Endothyra spirilliformis* Brazhn. et Pot., *End.* ex gr. *bradyi* Mikh., *Tetrataxis eominima* Raus., *Bradyina magna* Both. et Skin., *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Arch. krestovnikovi* Raus., *Arch. subcylindricus* Brazhn. et Pot., *Arch. brazhnikovae* Kir., *Arch. donetzius* Sosn., *Novella primitiva* Brazhn., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. umbilicata* Kir., *E. discoides* Kir., *E. varvartensis* Brazhn. et Pot., *E. aff. eoprotvae* Brazhn., *Ozawainella alschevskiensis* Pot., *Oz. pararhomboidales* Man., *Pseudostaffella composita* Groz. et Leb., *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps. praegorskyi* Raus., *Profusulinella* sp., *Choristites* ex gr. *bisulcytiiformis* Sem., *Phestia snjatkovii* (Fedot.), *Edmondia jacksoni* Dem., *Aviculopecten dortlodoti* Delep., *Palaeolima boltoni* Dem., *P. simplex* Phill. и др. Мощность паромовской зоны 50 м.

Крчевская зона на рассматриваемой площади слагает верхнюю часть башкирских отложений. Ее подстилают отложения паромовской зоны и перекрывают различные по возрасту мезозойские образования: верхнемеловые, верхнеюрские или пестроцветные терригенные образования, условно относимые некоторыми геологами к пермтриасу.

Сложена крчевская зона исключительно только терригенными породами, среди которых песчаники составляют больше 50% общей мощности зоны. Встречаются угольные пласты; некоторые из них местами имеют рабочую мощность (пласты Волинский 4, 5 и 6).

В отложениях крчевской зоны встречаются: *Lepidodendron obovatum* Sternb., *Bothrodendron minutifolium* Boulay, *Sphenophyllum cuneipholium* Sternb., *Calamites suckowii* Brongn., *C. cistii* Stur., *Lyginopteris larischii* (Stur.), *L. hoeninghausii* (Brongn.) Goth., *Neuropteris gigantea* f. *arcuata* (Bertr.) Nov., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *Phestia snjatkovii* (Fedot.), *Dunbarella papyracea* (Sow.), *Posidoniella sulcata* Hind., *Carbonicola aquilina* Sow., *C. elliptica* Tschern., *Anthracomya oblonga* Wright., *Najadites quadrata* Sow. и др. Видимая мощность крчевской зоны 100 м.

Суммарная мощность нижнего отдела и нижней части среднего отдела карбона на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины, в границах изученной территории колеблется в пределах 1020—1180 м.

Состав фауны и флоры каменноугольных отложений восточного склона Львовско-Люблинской впадины указывает на непосредственные связи карбонового бассейна этой территории с бассейнами Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины и Верхней Силезии. Несомненно, имела связь этого бассейна и с Подмосковным бассейном, но последняя, видимо, была ограниченной.

Сопоставление отложений карбона восточного склона Львовско-Люблинской впадины с карбоном вышеуказанных бассейнов приводится в табл. 106.

По типу угленакопления каменноугольный бассейн Львовско-Люблинской впадины является типично параллическим, его структурные особенности дают основание считать этот регион переходным от геосинклинального к платформенному.

Платформенный характер данного бассейна сказался в относительно малой мощности его осадков и в почти горизонтальном залегании слоев. С бассейнами геосинклинали его сближает сравнительно мелкая ритмичность осадконакопления, отразившая постоянные колебательные движения его дна, в основном все же прогибавшегося. Можно предполагать, что ритмические колебания области восточного склона Львовско-Люблинской впадины в карбоне были в прямой зависимости от пульсирующих движений, происходивших в недалеко располагавшейся Верхне-Силезской геосинклинали.

Вся толща карбона на восточном крыле Львовско-Люблинской впадины имеет общий наклон к западу-юго-западу. Углы наклона слоев в восточной части рассматриваемой территории равны 1—2°, а в западной 5—6°. Этим наклоном, а также домеловым размывом поверхности палеозоя объясняется форма выходов на подмеловую поверхность отдельных стратиграфических горизонтов карбона, располагающихся в виде полос почти меридионального простираения, от более древних на востоке, до более молодых на западе (рис. 53).

На фоне общего падения пород карбона к западу-юго-западу установлены пологие поднятия его слоев двух направлений: 1) северо-западного субмеридионального и 2) запад-северо-западного субширотного (см. раздел «Тектоника»).

Сводовые части запад-северо-западных пологих поднятий носят на себе следы размывов в виде эрозионных долин, заполненных юрскими осадками, что определяет возраст долин как доюрский. Соответствие направления этих поднятий направлению герцинской складчатости Келецко-Сандомирского кряжа, а также участие в этой складчатости отложений намюра (Западная Волянь), определяет их как герцинские. Поднятия эти являются причиной разобщенности отдельных угленосных районов на рассматриваемой территории.

К нарушениям, активно проявившимся в герцинское время, относится и крутой сброс, по которому на севере проходит граница распространения каменноугольных отложений восточного склона Львовско-Люблинской впадины.

Тектонические структуры карбона субмеридионального простираения хорошо выражены на широте г. Буска Львовской области (рис. 55). В этих структурах, по исследованиям О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948), принимают участие и верхнемеловые отложения, что определяет их возраст как послемеловой.

На основании всего вышеизложенного, представляется возможным наметить некоторые общие черты геологической истории рассматриваемой территории в нижнекаменноугольную и в начале среднекаменноугольной эпох.

Стратиграфическое сопоставление отложений карбона восточного склона Львовско-Люблинской впадины с отложениями карбона некоторых бассейнов Европы (Составила П. Л. Шульга)

Унифицированная схема				Региональные подразделения						
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Восточный склон Львовско-Люблинской впадины	Донецкий бассейн	Подмосковный бассейн	Верхняя Силезия (по В. Шуста, 1928 г.)		Бельгия	
	Средний C ₂	Башкирский		Кречевская зона	C ₂ ² (G) — C ₂ ³ (H)	Верхнебашкирские слои в районе с. Пестово	Карвинские слои (Вестфальский ярус)	Ожешский и рудский горизонты	Шарлеруа	
				Паромовская зона						
				Морозовичская зона	C ₂ ¹ (F)					Шатле
	Намюрский C _{1п}	Верхний	Бужанская зона	C ₁ ⁵ (E)	Перерыв	Остравские слои (Намюрский ярус)	Порубский якловецкий и грушовский горизонты, петрковицкий горизонт	Намюрский ярус	Анденн	
		Нижний	Лишнянская зона	C ₁ ⁴ (D)						Протвинская толща
	Окский	Серпуховский	Иваничская зона	C ₁ ³ (C)	Стешевский и тарусский горизонты	C ₁ v ^f	Веневская толща			Шокье
			Порицкая зона	C ₁ ² (B)	Михайловская толща					
			Устилужская зона		Алексинская толща					
			Владимирская зона							

Унифицированная схема				Региональные подразделения					
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Восточный склон Львовско-Люблинской впадины	Донецкий бассейн	Подмосковный бассейн	Верхняя Силезия (по В. Шуста, 1928 г.)	Бельгия	
Камешноугольная — С	Нижний С ₁	Визейский С _{1v}	Яснополянский	Яхторовская зона	С ₁ ¹ (А)	С _{1v} 1	Тульская толща	Динант	Динант
				Бусская зона		С _{1v} c—d	Угленосная толща		
				Олесковская зона		С _{1v} a—b			
		Перерыв		С _{1t} a—d	Перерыв				
		Верхняя свита			Чернышинская, агеевская и упинская толщи				
		Средняя свита			Малевко-муравнинская толща				
		Турнейский С _{1t}	Нижняя свита						
Девонская	Верхний	Фаменский		Верхний девон					

В начале турнейского века территория восточного склона Львовско-Люблинской впадины испытала поднятие. Это выразилось в накоплении мощных пачек доломитизированных песчаников и песчаных доломитизированных известняков нижней свиты турнейского яруса, сменивших в геологическом разрезе толщу известняков верхнего девона. Поднятия были относительно кратковременны, однако они способствовали дифференциации дна бассейна и образованию на рассматриваемой территории лагун, в которых в среднетурнейское время происходило накопление пестроцветных доломитизированных известняков и доломитов с прослоями пестроцветных глин, а местами и гипсов, слагающих среднюю свиту турнейских отложений.

В позднеурнейское время поднятия территории возобновились. Они привели сначала к выходу из-под уровня моря территории, располагавшейся севернее широты г. Владимира-Волинского; затем и вся область восточного склона Львовско-Люблинской впадины превратилась в сушу.

Результатом указанных поднятий и последующего опускания территории является накопление мощной толщи пестроцветных конгломератов в районе г. Владимира-Волинского и песчано-глинисто-конгломератовых пестроцветных образований района г. Торчина Волинской области, слагающих верхнюю свиту турнейских отложений; об этом же говорит трансгрессивное залегание нижневизейских образований на размытой поверхности турне.

Последующее опускание территории относится к ранневизейскому времени, но не к самому его началу, так как наиболее древние слои визе здесь не обнаружены (отсутствуют аналоги зон C_{1va} и C_{1vb} Донбасса).

В течение визейского века область восточного склона Львовско-Люблинской впадины претерпела два относительных опускания и следовавших за ними два поднятия. Выражением опусканий являются мощные пачки

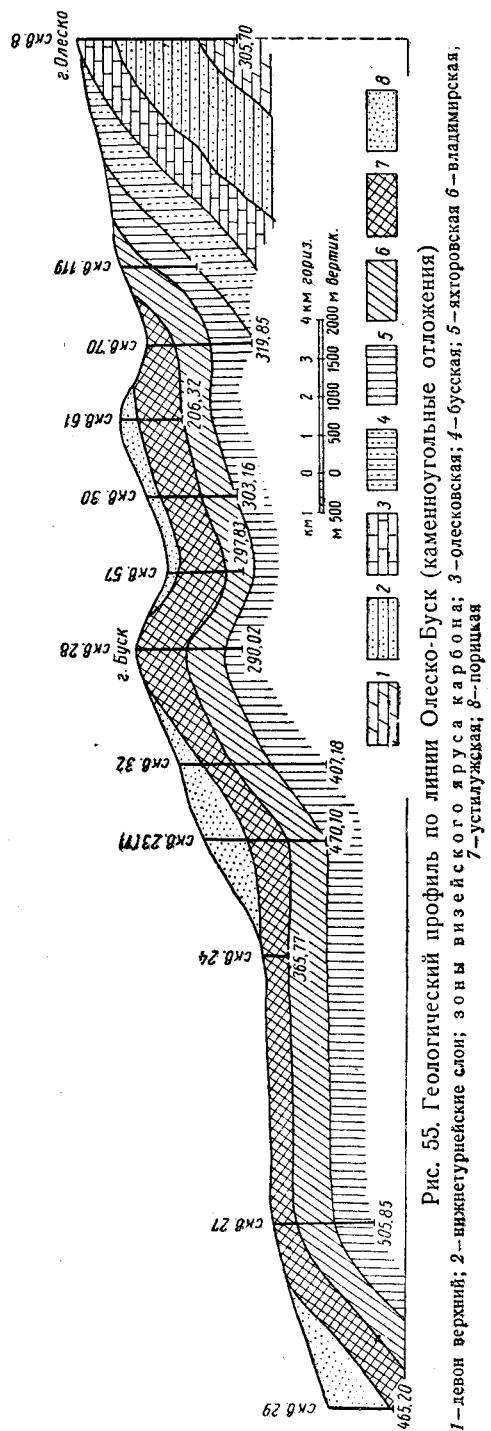


Рис. 55. Геологический профиль по линии Олеско-Буск (каменноугольные отложения)

1 — девон верхний; 2 — нижнетурнейские слои; зоны визейского яруса карбона; 3 — олесковская; 4 — бусская; 5 — акторовская 6 — владимирская, 7 — устлузжская; 8 — порчицкая

известняков олесковской зоны (начало визейского осадконакопления) и известняки устилужской и владимирской зон (отвечающих зоне $C_{1,vf}$ Донбасса). Выражением поднятий территории являются пачки песчаников (а местами аргиллитов) яхторовской зоны и терригенно-угленосные отложения порицкой и иваницкой зон. На фоне указанных опусканий и поднятий в течение почти всего визейского века (за исключением олесковского времени) происходили пульсирующие колебательные движения территории, обусловившие чередование в составе визейских отложений морских и континентальных образований. Особенно отчетливо эти движения проявлялись в порицкое и иваницкое время.

Геологические процессы раннеамюрского времени на рассматриваемой территории почти ничем не отличались от характера процессов поздневизейского времени. Раннеамюрское время характеризовалось спокойным осадконакоплением в сильно обмелевшем море, окруженном пологими берегами. Это выразилось в накоплении мощных пачек аргиллитов лишнянской зоны, содержащей лиш в нижней части редкие прослойки углей и местами маломощные пласты мелкозернистых песчаников.

К середине амюрского века рассматриваемая территория и прилегающие к ней области испытали значительные поднятия, сменившиеся в позднеамюрское время постепенным опусканием, проходившем в условиях пульсационных движений территории. Свидетельством этих процессов являются отложения бужанской зоны, представленные терригенными породами (с преобладанием песчаников), чередующиеся с континентальными образованиями, — углями и аргиллитами с пресноводной фауной.

Опускания территории, начавшись в позднеамюрское время, достигли своего максимума в раннебашкирское время (в конце морозовичского — начале паромовского времени), выразившись в накоплении хорошо выдержанного на всей площади пласта известняка B_4 .

В последующее время башкирского века (во вторую половину паромовского и в течение кречевского времени) территория восточного склона Львовско-Люблинской впадины опять испытала поднятия, причем пульсирующие движения не прекращались.

Дальнейшая история геологического развития в карбоне рассматриваемой территории остается неизвестной, так как значительная часть отложений карбона здесь размыта.

ПЕРМЬ

Пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины

На территории Днепровско-Донецкой впадины в 1900 г. Трощинской скважиной были вскрыты пестроцветные отложения, которые П. Я. Армашевский (1900) относил к девону, Б. Л. Личков (1925) сопоставлял с пермо-триасовыми, а В. И. Лучицкий (1926) считал возможным сравнивать с триасом Донбасса. Н. С. Шатский (1938) толщу пестроцветных отложений района г. Ромны также отнес к пермо-триасу. В. Г. Бондарчук (1941 б) в пестроцветных отложениях каневских дислокаций обнаружил окатанные раковины нижнепермских *Murchisonia* sp., что являлось косвенным указанием на наличие нижнепермских отложений в смежных районах. М. П. Кожич-Зеленко (1951) отмечает, что в составе толщи пестроцветных отложений Днепровско-Донецкой впадины имеются породы, которые по своему минералогическому составу сходны с пермскими отложениями Донбасса.

С 1951 г. Ф. Е. Лапчик проводит систематическое изучение литологии пестроцветных толщ Днепровско-Донецкой впадины по керновым материалам треста «Укрвостокнефтеразведка» и других организаций. Эта

работа позволила установить широкое развитие пород пермского возраста на территории Днепровско-Донецкой впадины (рис. 56, 57), выявить палеонтологически охарактеризованные нижнепермские и верхнепермские отложения, определить их стратиграфические границы и наметить схему их стратиграфического расчленения (табл. 107).

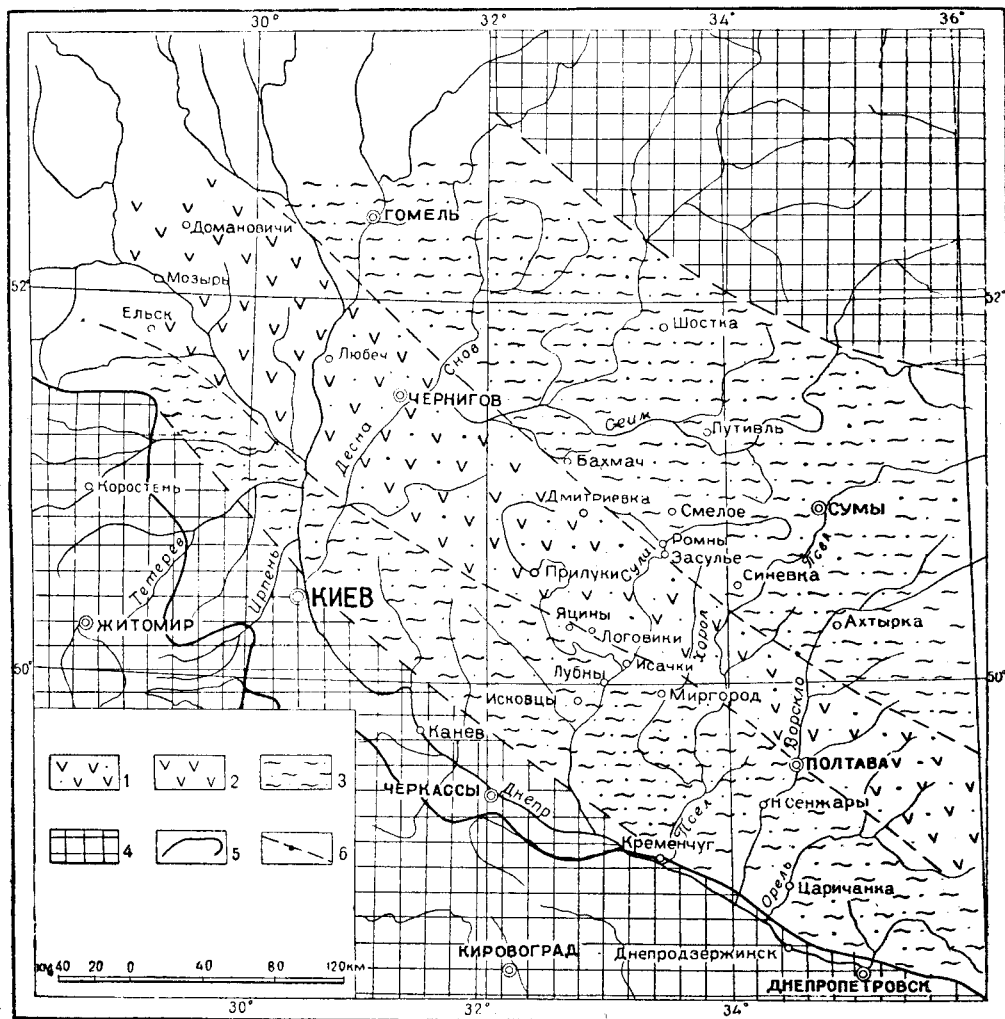


Рис. 56. Схема распространения различных типов нижнепермских отложений Днепровско-донецкой впадины

1—глины, известняки, доломиты, ангидриты; 2—глины, алевродиты, песчаники с включениями гипса и ангидрита; 3—площадь вероятного накопления нижнепермских отложений впоследствии полностью либо частично размытых; 4—провинции сноса; 5—границы Украинского кристаллического массива выше базиса эрозии; 6—границы распространения фаций

Наиболее полные разрезы перми известны в районе г. Чернигова, сс. Смелое, Домановичи (БССР), гг. Ромен, Путивля, Полтавы, сс. Радченково, Райозеро, Колайдинцы, Глинска и др., а также в пределах южного крыла впадины на Петриковской и Бориспольской площадях. Пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины залегают на размытой поверхности разновозрастных каменноугольных пород, а в пределах южного крыла впадины — на кристаллическом фундаменте. Нижняя стратиграфическая граница перми выражена довольно отчетливо и представлена песками, песчаниками и конгломератами. Вверху пермские отло-

жения размыты и перекрываются породами триасового возраста, в основании которых наблюдаются конгломератовидные песчаники и галечники. Мощность пермских осадков характеризуется следующими цифрами.

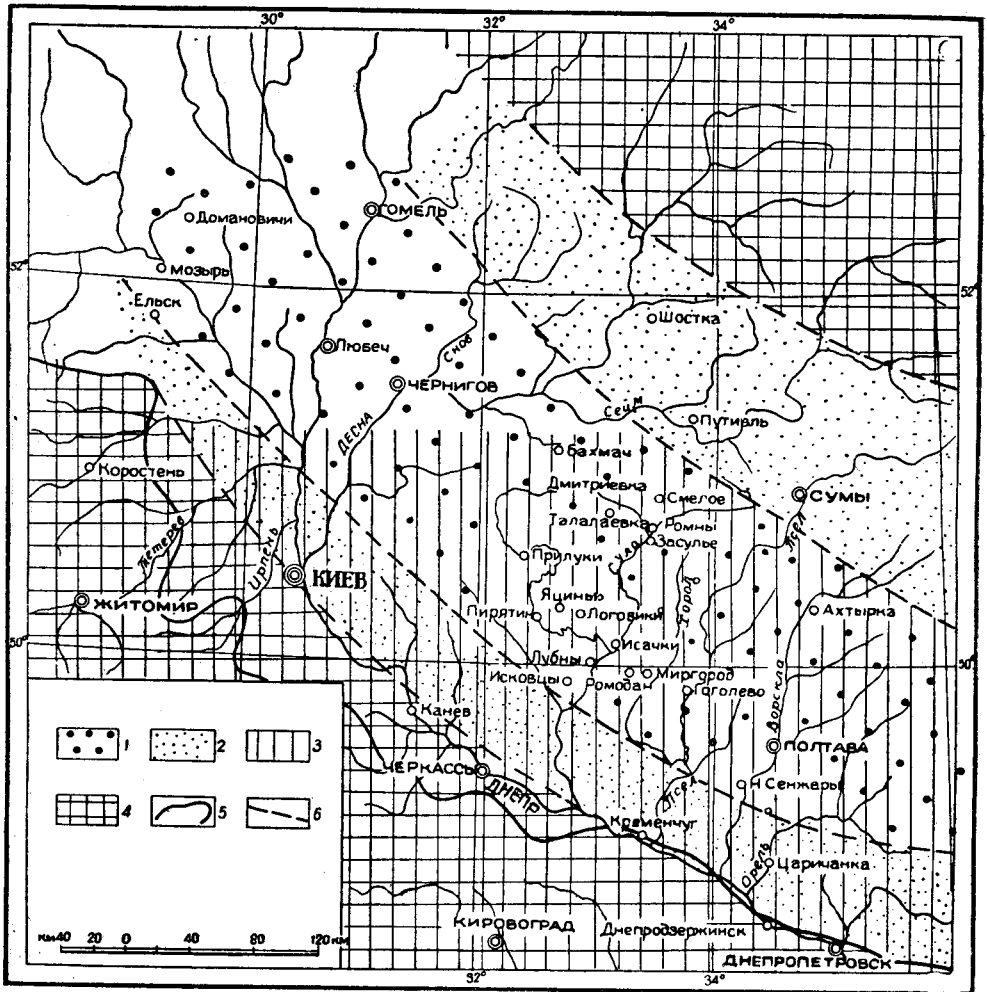


Рис. 57. Схема распространения верхнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины

1—пески, песчаники красноцветные и сероцветные, оолитовые известняки, конгломераты корневой свиты; 2—площади накопления верхнепермских отложений корневой свиты, впоследствии частично или полностью размытых; 3—площадь накопления песчано-глинистых отложений проблематичного возраста (шебелинская свита); 4—провинция сноса; 5—границы Украинского кристаллического массива выше базиса эрозии; 6—границы распространения фаций

Скважины	Мощность в м
Белорусская	387
Черниговская	245
Глинская	450
Смеловская	248
Радченковская	293
Шебелинская площадь (сводный разрез по Б. С. Воробьеву)	1 400

В составе перми Днепровско-Донецкой впадины можно выделить следующие толщи (сверху вниз):

Нижняя пермь (P₁). Пересажская свита (глинисто-алевритовая, P₁); черниговская свита (глинисто-известняково-ангидритовая).

Верхняя пермь (P_{2t}). Кореневская свита (песчано-конгломератовая, P₂ kaz ?), шебелинская свита (песчано-глинистая).

Нижняя пермь. Черниговская свита (глинисто-известково-ангидритовая) представлена чередующимися пластами глин, известняков, доломитов, ангидритов, песчаников и реже алевролитов.

В районе Черниговской скважины, по которой свита и получила свое название, нижняя часть толщи представлена песчано-глинистыми отложениями, чередующимися с известняками и доломитами; в средней части разреза песчано-глинистые породы переслаиваются с доломитами, известняками, ангидритами и в самых верхах почти исключительно с ангидритами. Известняки в составе свиты образуют семь пластов мощностью от 0,05 до 2 м и приурочены главным образом к нижней и средней частям свиты; доломиты образуют также семь пластов мощностью от 0,1 до 1 м и встречаются преимущественно в средней части свиты.

Ангидриты представлены четырьмя прослоями мощностью от 5 до 60 см, а также в виде маломощных линзовидных прослоев и включений в известняках и доломитах в средних и верхних горизонтах свиты. По соотношению сульфатного и карбонатного компонентов нижнюю часть толщи можно характеризовать как карбонатную, среднюю — как карбонатно-сульфатную и верхнюю — как сульфатную.

Палеонтологические остатки обнаружены в известняках, в которых Н. Е. Бражниковой в 1951 году определены *Tuberitina* aff. *maljavkini* Nikh. var. *grandes* Reith., *Tuberitina* sp., *Ammoveritela* sp., *Globivalvulina permiana* (Tscherd.), *Globivalvulina* sp., *Palaeonubecularia* sp., *Nodosaria* aff. *shikanica* Lip., *Nodosaria* sp., *Geinitzina pseudoovoides* Lip., *Hyperammia* sp. и др. Сопоставление этих отложений по фауне с пермскими отложениями открытого Донбасса позволяет отнести их к нижней перми, поскольку, по данным Н. Е. Бражниковой, нодозарии известны от араукаритовой до соленосной свиты включительно, а гейницины впервые появляются в известняково-доломитовой свите.

В основании черниговской свиты залегает трехметровая толща песков и песчаников с прослоем конгломерата, ниже которой залегают отложения низов верхнего и верхов среднего карбона. Учитывая, что на границе этих двух толщ, содержащих морские организмы, залегает толща песчаников и конгломератов и нижняя из них по органическим остаткам относится к карбону, а в верхней присутствуют остатки гейницин, отложения черниговской свиты Ф. Е. Лапчик отнесла к нижней перми.

Вместе с тем П. Л. Шульга считает, что верхняя часть черниговской свиты будет соответствовать соленосной свите Донбасса. Аналогичные отложения частично вскрыты в районе с. Глинска. В Белорусской скважине им, по-видимому, соответствуют песчано-глинистые отложения с ангидритом и прослоями карбонатизированных песчаников общей мощностью около 100 м, залегающие между карбоном и палеонтологически охарактеризованными верхнепермскими отложениями.

В минералогическом составе тяжелой и легкой фракции кластогенных пород и нерастворимого остатка известняков черниговской свиты известны: ильменит, гидрогетит, лейкоксен, циркон, гранат, рутил, турмалин, эпидот, ставролит, сфен, анатаз, барит, доломит, целестин, пирит.

Из них количественно преобладают рудные минералы: ильменит, гидротетит и лейкоксен, составляющие более 70% тяжелой фракции. По количественному соотношению и частоте встречаемости минеральную ассоциацию тяжелой фракции, помимо рудных минералов, можно охарактеризовать как циркон-гранат-турмалин-рутиловую с подчиненным количеством ставролита и дистена.

В легкой фракции, кроме кварца, в большом количестве содержится разрушенный полевой шпат (до 26%) и в небольшом — свежий полевой шпат (до 9%).

Пересажская свита (глинисто-алевролитовая) залегает на отложениях черниговской свиты, на поверхности которой в глинах встречаются мелкие обломки кремня. Эти отложения вскрыты скважинами Черниговской, Глинской и Белорусской. Они представлены чередованием мощных пластов глин, алевролитов и в меньшей степени песчаников. Все породы имеют пеструю окраску кирпично-красных, голубовато-серых и серых тонов в виде неправильных пятен; преобладающим цветом является кирпично-красный. В глинах этой толщи почти всегда наблюдаются следы зарывания организмов.

Породы обычно слабо карбонатные, иногда бескарбонатные. Мощность свиты в районе Черниговской скважины достигает 57 м; в районе с. Глинска — до 65 м. На бортах впадины и в районах солянокупольных структур отложения синхронные этой свите не выявлены.

Минералогический состав тяжелой и легкой фракции аналогичен породам подстилающей их черниговской свиты, отличаясь от последних отсутствием целестина и резким увеличением содержания барита (до 66% фракции).

Структурные, текстурные и минералогические особенности пород пересажской свиты позволяют рассматривать их как отложения дельты или опресненной лагуны, которая периодически обводнялась обильным притоком поверхностных вод. Наличие в их составе барита дает основание предполагать, что здесь имело место смешение континентальных вод с водами морского типа. Последние по всей вероятности представляли собой остатки регрессировавшего нижнепермского бассейна.

Отложения пересажской свиты по условиям залегания, текстурным, структурным особенностям, а также по возрасту, видимо, соответствуют самым низам «верхней песчаниково-глинистой толщи», выделенной Н. Н. Яковлевым в районах северо-западных окраин Донбасса; последнюю Н. Н. Яковлев относит к соленосной свите. По тем же признакам породы пересажской свиты Днепроовско-Донецкой впадины можно сопоставить с нижней частью песчано-глинистой толщи района Шебелинки, залегающей непосредственно на верхнем ангидритовом горизонте нижней перми. По аналогии с песчаниково-глинистой толщей северо-западных окраин Донбасса, отложения пересажской свиты Ф. Е. Лапчик предположительно рассматривает в составе нижней перми.

Верхняя пермь. Верхнепермские отложения в Днепроовско-Донецкой впадине впервые палеонтологически установлены в 1952 г., когда Ф. Е. Лапчик в Белорусской скважине была обнаружена фауна эстеров, определенная Н. И. Новожиловым как верхнепермская (татарский ярус). До этого о наличии здесь верхнепермских отложений высказывались лишь предположения, обосновывавшиеся литологическим сходством этих пород с породами дроновской свиты (Кожич-Зеленко, 1951). Эта свита, выделенная Г. Ф. Лунгерсгаузенем (1944 б) в районе с. Дроновки (северо-западные окраины Донбасса), была предположительно отнесена к верхам нижней и низам верхней перми.

И. Ю. Лапкин верхне-пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины и дроновскую свиту северо-западных окраин Донбасса относит к триасу (Люткевич, Лапкин, 1953).

Систематическое литолого-минералогическое изучение керновых материалов треста «Укрвостокнефтеразведка» и стратиграфический анализ пестроцветных пород позволили установить, что верхнепермские отложения в пределах Днепровско-Донецкой впадины имеют широкое распространение и вскрыты многими глубокими скважинами, пробуренными в осевой и присклоновых частях впадины (Лапчик, 1954б). Детальное изучение керна скважин Черниговской и Белорусской показало, что на нижнепермских отложениях залегает красноцветная толща пород преимущественно песчаного состава, содержащая в Белорусской скважине фауну эстерий, относимую к татарскому ярусу. Сходные по составу терригенных минеральных ассоциаций, песчаные отложения вскрыты также в районе сс. Смелое, Радченково, Райозеро, с. Глинск и др. Эти отложения Ф. Е. Лапчик в 1954 г. выделены в отдельную стратиграфическую единицу — корневская свита татарского яруса верхней перми.

Шебелинская свита. Отложения этой свиты известны в средней и восточной части впадины в районе сс. Радченково, Глинск, Смелое, Петриковка, Борисполь, где максимальная мощность их достигает 100—150 м, и в районе г. Полтавы и с. Шебелинки около 300 м. В связи с отсутствием в этих породах органических остатков возраст их различными авторами рассматривался по-разному. И. Ю. Лапкин включает эти отложения в районе с. Глинска в семисотметровую толщу подъярских пестроцветов и относит к триасу. А. О. Билык и М. П. Кожич-Зеленко (1954) толщу песчано-глинистых отложений района с. Радченково мощностью 150 м, залегающую на карбоне и под песчаными отложениями перми, условно относят к перми. На основании литологического и стратиграфического анализа осадочных пестроцветных отложений южного крыла Днепровско-Донецкой впадины и сопоставления с отложениями района Шебелинки Ф. Е. Лапчик относит их к низам верхней перми (P_2kz).

Породы, слагающие шебелинскую свиту, представлены песчаниками, чередующимися с пачками глин. Песчаники зеленовато-серые, буровато-серые с пологой косою и горизонтальной слоистостью, мелко- и среднезернистые, с карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. В отдельных прослоях песчаников изредка встречаются катуны пестроцветных глин. Глины кирпично-красные и шоколадные, хорошо отмученные, нередко песчанистые, переходящие в алевролит. Палеонтологические остатки в песчаниках и глинах не обнаружены; в глинах часто наблюдаются следы зарывания организмов (червей). Наличие следов органической жизни, характер слоистости и структурные особенности пород дают основание полагать, что накопление этих отложений происходило в условиях мелководного бассейна типа опресненной лагуны.

По своему минералогическому составу, структурным и текстурным признакам, отложения шебелинской свиты Днепровско-Донецкой впадины во многом сходны с песчано-глинистыми отложениями района Шебелинки, верхнепермский возраст которых не вызывает сомнений. В районе Шебелинки, песчано-глинистые отложения верхней перми залегают на породах соленосной свиты нижнепермского возраста с угловым несогласием. Эти отложения также резко граничат с песчаными породами корневской свиты татарского яруса верхней перми. Таким образом, песчано-глинистые отложения района Шебелинки выступают как самостоятельное стратиграфическое подразделение в составе пермских отложений, которые по условиям залегания, литологическим признакам отличаются от подстилающих их нижнепермских. Это послужило основа-

нием Ф. Е. Лапчик в 1953 г. и Н. Ф. Балуховскому отнести их к верхней перми; в частности, Ф. Е. Лапчик в 1954 г., выделяя их в шебелинскую свиту, нашла возможным считать их синхронными отложениями казанского яруса Западного Приуралья.

Отложения шебелинской свиты в пределах бортов и приосевых частей Днепровско-Донецкой впадины залегают на размытой поверхности нижней перми и среднего карбона. В кровле их находятся верхнепермские песчаные отложения корневской свиты. По характеру минеральных ассоциаций тяжелой и легкой фракций отложения шебелинской свиты отличаются от подстилающих пермь отложений каменноугольного возраста. Для пород шебелинской свиты характерно высокое содержание черных рудных минералов, лейкоксена, разрушенных полевых шпатов, обломков пород, низкое содержание слюд и почти постоянное присутствие гидрогетита.

Следовательно, песчано-глинистые отложения перми Днепровско-Донецкой впадины (шебелинская свита), залегающие в основании корневской свиты и на отложениях нижней перми, а на крыльях впадины и на более древних отложениях палеозоя, можно предположительно относить к верхней перми и рассматривать их как отложения опресненных лагун и дельт, синхронных казанскому ярусу Западного Приуралья.

Корневская свита представлена красноцветными песками, песчаниками, гравелитами, конгломератами, осадочными брекчиями, оолитовыми известняками и, реже, глинами. Общая ее мощность составляет 200 м. Максимальная мощность наблюдается в опущенных участках впадины район с. Домановичи (205 м), с. Глинск (190 м), по направлению к бортам впадины мощность этих пород уменьшается до полного их исчезновения в связи с размывом в триасовом периоде. Отложения эти с резким литологическим контактом ложатся на отложения шебелинской свиты; над ними со следами размыва в основании залегают отложения триаса, в нижней части которых почти всегда присутствует галечник кремня, кварца и известняков. Верхнепермский возраст отложений корневской свиты определяется наличием в них остатков фауны *Estheria*, обнаруженных в 1952 г. в Белорусской скважине. Согласно определению Н. И. Новожилова, состав этой фауны следующий: *Asmusia toricata* (Novojilov), *Erisopsis belmontensis* (Mitchell), *E. linguiformis* (Mitchell), *E. belorussica* Novojilov sp. nov., *E. urjumensis* Novojilov, *Trigonestheria acutangula* (Lutkevich), *T. angulata* (Lutkevich), *Sphaeresheria belorussica* Novojilov sp. nov., *Pseudestheria longa* Novojilov sp. nov., *Pseudestheria nordvikensis* (Novojilov).

Это позволило отнести породы корневской свиты к татарскому ярусу верхней перми, так как по данным Н. И. Новожилова *Erisopsis urjumensis* Novojilov известна из верхних слоев татарского яруса в верхнем течении р. Волги, а *Trigonestheria acutangula* (Lutkevich) и *Trigonestheria angulata* (Lutkevich) из северодвинских слоев татарского яруса бассейна р. Северной Двины. Кроме того, *Erisopsis belmontensis* (Mitchell), *Erisopsis linguiformis* (Mitchell) известны для верхнепермских осадков Австралии. В пользу пермского возраста этих отложений говорит также сходство их литолого-минералогического состава с составом пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса.

По условиям образования они являются континентальными осадками и представляют собой отложения озер, рек и временных потоков. Пески и песчаники свиты преимущественно кирпично-красные, розовые,

а в области соляно-купольных структур — светло-серые. По структуре обычно мелко- и среднезернистые, нередко разномзернистые в отдельных прослоях с галькой кремня, кварцита и известняка, косослоистые.

Наиболее полный разрез корневой свиты наблюдается в скважине Белорусской, где мощность свиты достигает 205 м и в составе ее можно выделить четыре литологических горизонта (сверху вниз):

известняково-оолитовый с <i>Estheria</i>	48 м
песчаный	50 "
песчано-карбонатно-оолитовый	50 "
песчано-конгломератовый	60 "

В восточном направлении мощность свиты уменьшается за счет размыва до 135 м в районе Черниговской скважины и до 100—120 м в районе с. Радченково; в районе Шебелинки мощность этой свиты составляет 90 м, а на солянокупольных структурах около 20 м.

Пески и песчаники свиты обычно полимиктовые. В составе легкой фракции главным является кварц (60—70%); кроме него встречаются: разрушенный полевой шпат, глинистые минералы (до 20%) и свежий полевой шпат (до 6%). Для тяжелой фракции главными являются ильменит, гидрогетит, лейкоксен (до 70%); на втором месте — циркон (до 40%); на третьем — гранат (до 20%), в небольшом количестве почти постоянно присутствуют эпидот, ставролит, рутил, турмалин, спорадически встречаются барит, пирит, сидерит. Цемент песчаников глинистый и глинисто-карбонатный.

Приведенная выше характеристика пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины позволяет сделать следующие выводы.

1. На границе карбона и перми в Днепровско-Донецкой впадине имел место длительный перерыв в осадконакоплении, вызванный поднятием территории впадины. Это подтверждается трансгрессивным залеганием глинисто-известняково-ангидритовой толщи пород черниговской свиты (P_1) на разновозрастных отложениях карбона и отсутствием отложений, синхронных толще медистых песчаников Донбасса.

2. На границе нижней и верхней перми территория Днепровско-Донецкой впадины также испытывала колебательные движения, выразившиеся в поднятиях районов крыльев впадины и в сравнительно слабых положительных движениях на ее погруженных участках.

3. На границе перми и триаса в области крыльев и приосевых частей впадины происходили поднятия, в результате которых отложения татарского яруса верхней перми подверглись размыву. Это подтверждается уменьшением мощности отложений верхней перми в районах крыльев впадины и солянокупольных структур.

Пермские отложения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и западных окраин Донбасса

Пермские отложения в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины установлены работами последних лет и требуют еще детального изучения. Предлагаемая корреляция с хорошо изученным разрезом перми Донбасса пока является схематичной. Нижняя граница перми проводится там, где красно-бурая окраска пород становится преобладающей и появляются пласты и прослой голубовато-серых песчаников (Евсеева, Лунгерсаузен, Шалыт, Шевко, 1939). Субъективность понятия «преобладаю-

Схема стратиграфического расчленения пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины и их сопоставление с пермскими отложениями северо-западных окраин Донбасса

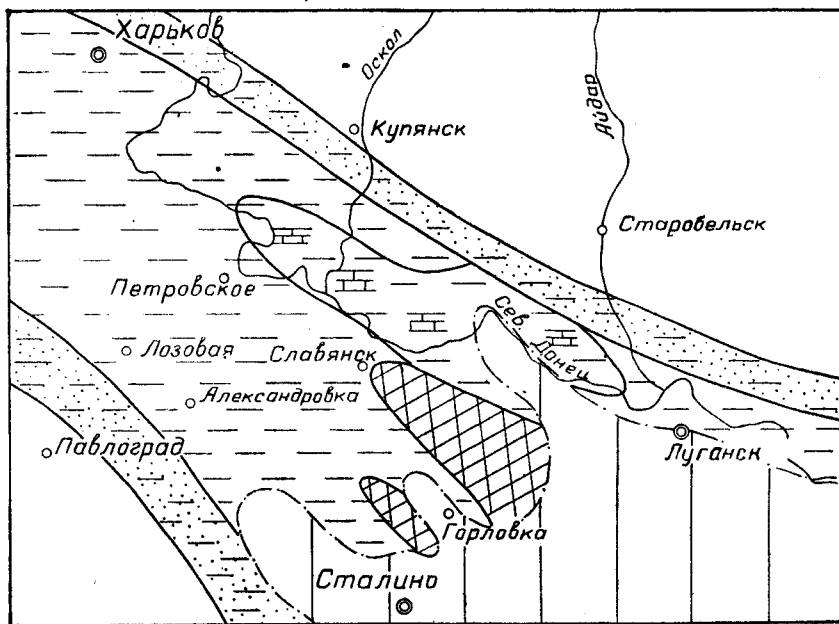
Стратиграфическая схема Русской платформы		Местные подразделения		Днепровско-Донецкая впадина	Донбасс (по Н. Н. Яковлеву)	
Система	Отдел	Ярусы	Борта впадины и зоны солянокупольных структур			Области погружений впадины
Пермская	Верхний	Татарский	Перерыв	Корневская свита (до 200 м)	Перерыв	
		Казанский	Шебелинская свита (до 150 м)			
	Нижний	Кунгурский + артинский	Перерыв	Пересажская свита (40—65 м)		Верхний песчаниково-глинистый безгипсовый горизонт — дроновская свита ¹
		Сакмарский		Черниговская свита (50—55 м)		
				Перерыв		?
			Перерыв			Свита медистых песчаников

¹ По Л. Ф. Лунгерсгаузену.

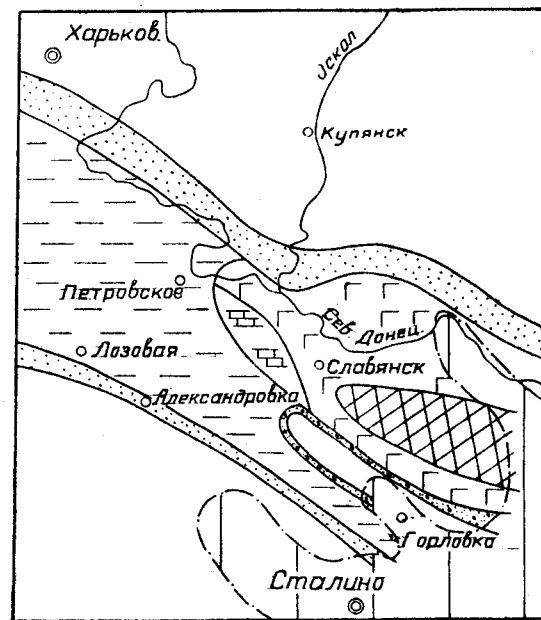
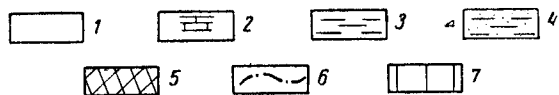
щей окраски» вносит затруднения при установлении нижней границы пермской системы, так как в араукаритовой свите пестрые и серые глины перемежаются между собой в различных соотношениях, причем только в верхней части свиты пестроцветная окраска пород становится преобладающей.

На западных окраинах Донбасса в верхах араукаритовой свиты (интервал известняков P_3 — P_5) развиты мощные горизонты светлых разномерных песчаников с линзами конгломерата. Горизонты подобных песчаников прослеживаются на четырех куполах: Петровском, Камышевахском, Корюльском и Краснооскольском. Имеются эти песчаники и в Бахмутской котловине. На песчаниках залегают красноцветные глинистые породы с прослоями и пластами голубых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников. С седиментацией пестроцветных пелитовых осадков связано установление нового литологического цикла осадконакопления и появление пермской флоры, в частности *Callipteris conferta* В г о н г п. (Новик, 19476). А. П. Ротай (1941) рекомендует проведение нижней границы перми «в основании толщи медистых песчаников над степенской флорой».

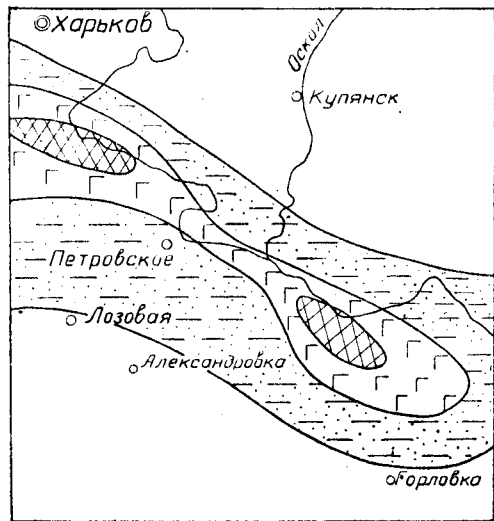
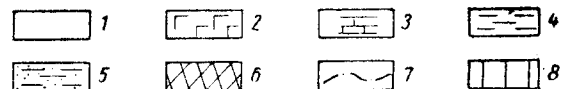
Обновление флоры связано с тектонической фазой, приуроченной ко времени седиментации песчаников, залегающих в интервале P_3 — P_5 , по-



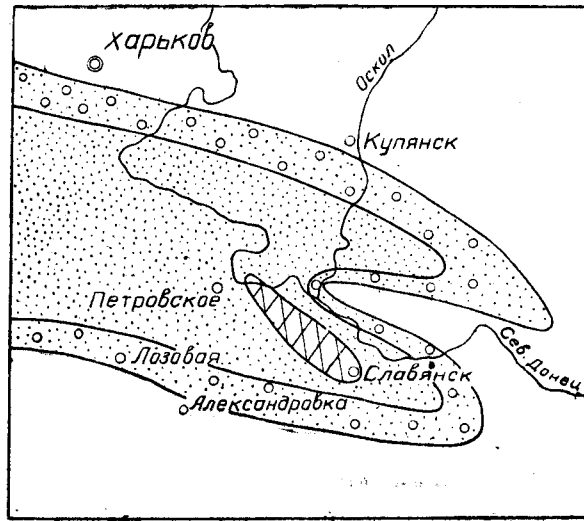
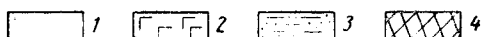
а) 20 0 20 40 60 км



б) 20 0 20 40 60 км



в) 20 0 20 40 60 км



г) 20 0 20 40 60 км

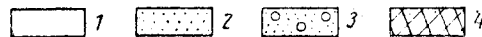


Рис. 58. Распространение фаций пермской системы

- а) 1—область размыва; 2—пестроцветные глины с пластами песчаников и прослоями известняков; 3—пестроцветные глины с пластами песчаников; 4—маломощные прибрежные осадки (песчаники и пестрые глины); 5—зоны максимального накопления осадков; 6—контур Донбасса; 7—Донбасс
 б) 1—области размыва; 2—глины с пластами гипсов, доломитов и известняков; 3—глины с пластами доломитов и известняков; 4—глины с прослоями песчаников и известняков; 5—глины и известковистые песчаники; 6—зона максимального накопления осадков; 7—контур Донбасса; 8—Донбасс
 в) 1—области размыва; 2—гидрохимические осадки; 3—глины с включением песчаников; 4—зоны максимального накопления осадков
 г) 1—области размыва; 2—красноцветные песчаники, циклически переслаивающиеся с пачками пестроцветных глин; 3—песчаники и конгломераты с подчиненными глинами; 4—зона максимального накопления осадков

этому нижнюю границу пермской системы наиболее рационально проводить по самому верхнему горизонту светлого разномерного песчаника араукаритовой свиты. Приемлемость этой границы определяется легкостью ее установления в полевых условиях. Выше этого песчаника

Таблица 108

Пермские отложения Корульского купола

Название свиты	Индекс	Литологический состав пермских отложений на Корульском куполе. Наличие фауны	Особенности стратиграфического разреза Корульского купола в сравнении с Бахмутской котловиной	Мощность <i>М</i>	
				Корульский купол	Бахмутская котловина
Красноцветная толща	P_2	Красноцветные глины с горизонтами мелко- и среднезернистых красноцветных песчаников; в последних встречаются включения катюнов глин. Фауны нет	Отсутствуют конгломераты. Толща залегает согласно на свите P_{1s} и имеет сильно увеличенную мощность	600	150
Соленосная свита	P_1^s	Пестроцветные глины с пластами и прослоями песчаников. Фауны нет	Отсутствуют пласты каменной соли, гипса и мергеля	150	400—600
Известняково-доломитовая свита	P_1^c	Кирпично-красные и зеленовато-серые глины с многочисленными пластами и прослоями доломитов и известняков. Обильная фауна	Отсутствуют прослои и пласты гипса и ангидрита. Карбонатные осадки играют большую роль, чем в других районах	300	160
Свита медистых песчаников	P_1^{gr}	Бордово-красные и буровато-красные глины с пластами и прослоями голубовато-серых мелкозернистых песчаников и с „глазками“ голубоватых алевролитов. Фауны нет	Отсутствуют пласты глинистых конгломератов; верхняя часть свиты обогащена карбонатным веществом. Более глубоководная фация, чем в Бахмутской котловине	775	1 490

начинается толща пестрых глин с пятнами («глазками») голубых алевролитов, относящаяся к свите медистых песчаников.

Связующим звеном между разрезами перми Бахмутской котловины и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины является разрез Корульского купола, имеющий ряд общих черт с Бахмутским разрезом и вместе с тем обладающий некоторыми специфическими особенностями.

В табл. 108 приводится краткая характеристика литологического состава пермских пород Корульского купола и отмечаются некоторые особенности стратиграфического разреза, которые учитываются при стратиграфическом расчленении перми юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Распространение пермских образований показано на рис. 58.

Для описываемой территории намечается следующая последовательность пермских отложений (снизу вверх).

Нижняя пермь. *Свита медистых песчаников.* Толща коричневых, буровато-красных и вишнево-красных глин, переслаивающихся с голубовато-серыми и зелеными песчаниками и алевролитами, относящаяся к свите медистых песчаников согласно залегает на араукаритовой свите. Обнажения свиты медистых песчаников встречаются на Петровском, Краснооскольском, Корульском и Камышевахском куполах. На южном крыле Петровского купола наблюдается следующий разрез (снизу):

1. Глина сургучно-красная, переслаивается с голубовато-серой песчанистой глиной, вязкая, с тонкими линзами бордово-красного плотного глинистого сланца	15 м
2. Песчаник голубовато-серый, мелкозернистый, слюдистый. В нижней части содержит неправильные включения буровато-серого мелкозернистого слюдистого песка, размером до 25 см	5 „
3. Глина пестрая, в основном буровато-красная, с включением голубовато-серой песчанистой глины и светло-желто-серого, тонкозернистого, слюдистого песка	6 „
4. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, слюдистый, вверху переходит в серый с голубым оттенком песчаник	12 „
5. Глина лилово-красная и сургучно-красная, с включением («глазками») голубого и желто-бурого тонко- и мелкозернистого слюдистого песка и песчаника. Среди включений преобладает голубой тонкозернистый слюдистый песчаник	100 „
«Глазки» представляют неправильные или округлые включения голубых алевролитов или алевроитовых глин в красноцветной глинистой толще.	
6. Брекчиевидный конгломерат, известковистый, состоит из обломков бордово-красных и кирпично-красных глин, тонкозернистых голубых песчаников и других пород	1,1 „
7. Песчаник голубовато-серый, слюдистый, мелкозернистый	2,2 „
8. Глина красная и сургучно-красная с включением голубой	40,6 „
9. Dolomитизированный известняк ¹	1 „

На левом склоне р. Береки горизонты песчаников (2,4 и 7) прослеживаются по простиранию в оврагах на 1,5—2 км.

На Краснооскольском куполе в кровле араукаритовой свиты имеется горизонт светло-серого разнозернистого песчаника мощностью 20 м. Выше следуют породы свиты медистых песчаников — глины лилово-серые, лиловые и бордово-красные с прослоями (до 2,5 м) голубого сланцеватого, мелкозернистого песчаника. В верхней части толща содержит 3—4 прослоя (по 0,2—0,4 м) серого немого известняка. Среди глин встречаются «глазки», — неправильные включения голубого глинистого алевролита. Нижние горизонты свиты медистых песчаников характеризуются следующими минералогическими особенностями. Кварц составляет от 35 до 98% породы; он представлен угловатоокатанными зернами. Обломки кремня встречаются в количестве до 20% породы, слюдисто-кремнистые агрегатные зерна — до 25%. Изредка встречаются хлорит, мусковит, плагиоклаз (1—3%) и биотит. Аксессуары — циркон (0,66%), турмалин (0,26%), гранат (0,22%), рутил (0,9%), ставролит (0,7%), цоизит (0,2—3%), брукит (0,2—4%) и хлоритоид (0—4,8%).

Присутствие прослоев известняка в верхней части свиты медистых песчаников на Краснооскольском куполе позволяет здесь, так же как и в Бахмутской котловине, выделить верхнюю карбонатно-песчано-глинистую часть свиты. Е. С. Шалыт (1946) отмечает в Каргамышской мульде 10 прослоев конгломератов в свите медистых песчаников; на Петровском куполе имеется только один прослой конгломерата. Ориентировочная

¹ Этот горизонт относится уже к следующей известняково-доломитовой свите.

мощность свиты медистых песчаников на Петровском куполе 300—350 м, на Краснооскольском 100—150 м, на Шебелинке 440 м.

Известняково-доломитовая и соленосная свиты. Известняково-доломитовая свита характеризуется значительной изменчивостью своего литологического состава вследствие резкого уменьшения роли лагунно-морских фаций в разрезе в направлении с востока на запад.

На Корульском куполе свита сложена серыми и пестроцветными глинами с пластами и прослоями доломитов, доломитизированных известняков; мощность свиты 300 м. Гипсы и ангидриты на Корульском куполе отсутствуют, их появление отмечается восточнее, начиная с участка Славянского купола. В карбонатных осадках встречается обильная фауна, охарактеризованная в работе Л. Ф. Лунгергаузена (1940), Н. Е. Бражниковой (1936), В. Д. Фомичева (1953) и др. Для верхних горизонтов известняков и доломитов характерно присутствие *Schwagerina princeps* (Ehrenb. emend Moell.) и *Nodosaria neschajewi* Tscherd. К числу характерных для нижней перми брахиопод относятся *Productus leplayi* Verp. и *Notothyris mediterranea* Gemm.

В районе Шандриголово-Торское свита изучена скважинами колонкового бурения киевской геолого-поисковой конторы треста «Укрвосток-нефтеразведка». Она представлена здесь переслаиванием известняков, доломитов, пестрых глин, ангидритов и алевролитов мощностью 125—160 м. В направлении к Шебелинской антиклинали и далее на запад происходит увеличение прослоев гипса и ангидрита и проявляется цикличность осадконакопления по схеме: глина—доломит—ангидрит. На Шебелинке имеется пять-шесть подобных циклов.

На южном крыле Петровского купола обе свиты представлены однообразной толщей красноцветных глин, имеющей в основании пласт известняка мощностью в 1 м; некоторые прослои глин из верхней части толщи при выветривании покрываются белыми выцветами солей. Мощность «надмедистой» красноцветной толщи нижней перми достигает 300 м.

Для Краснооскольского купола разрез описываемой толщи, а также вышележащей толщи нижнего триаса представляется в следующем виде (снизу вверх).

Известняково-доломитовая
и соленосная свиты

1. Известняк желто-серый, песчанистый, крепкий с дендритами. Азимут падения СВ 50°, под углом 15—20°	0,30 м
2. Песок коричнево-серый, мелкозернистый	0,40 "
3. Песок желтый, мелкозернистый	0,30 "
4. Глина серая, алевролитовая, плотная	0,65 "
5. Известняк желто-серый, сильно песчанистый	0,25 "
6. Глина серая, плотная	0,20 "
Перерыв	
Верхняя пермь	
7. Песчаник бурый, мелкозернистый, косослоистый	0,30 "
8. Песчаники и пески плотные, оранжевые и желтые, мелкозернистые, слоистые, с катунами серых глин. Падение 6°	10,00 "
9. Переслаивание бордово-красных глин и серых мелко-зернистых песчаников	3,00 "
10. Песчаник желтый, охристо-желтый и серый, мелкозернистый, с катунами серых глин	9,00 "

Известняково-доломитовая свита связана плавным переходом с нижележащей свитой медистых песчаников; обе свиты являются продуктом седиментации одного трансгрессирующего бассейна.

На Шебелинской площади глубокими скважинами вскрыт полный разрез обеих свит в тех же фациях, что и в Бахмутской котловине.

В них отчетливо выделяются нижний ангидритовый горизонт мощностью 90—150 м, собственно соленосная свита мощностью 200—220 м и верхний ангидритовый горизонт, представленный переслаиванием горизонтов гипса и ангидрита мощностью до 400 м, с красноцветными глинами. В собственно соленосной толще горизонты каменной соли содержат в средней части пачку ангидритов мощностью 65—75 м (средний ангидритовый горизонт).

На Спесакской антиклинали описываемые свиты пересечены многочисленными скважинами колонкового бурения. Свиты залегают под верхнепермской красноцветной толщей на глубине 25—450 м. Здесь констатированы нижний ангидритовый горизонт и собственно соленосная свита; неполная мощность свиты около 300 м. В кровле верхнего ангидритового горизонта на Спесакской антиклинали имеется пачка зеленовато-серых (рифовых?) известняков мощностью до 30 м.

В пределах Шандриголовой антиклинали (у с. Дробышево) скважина Артемуглеологии пересекла полный разрез соленосной свиты на глубине 295—619 м. Свита представлена переслаиванием ангидритов, гипсов, каменной соли, глин и доломитов. Каменная соль встречена на 501,9—528 м и 538—551 м.

На участке Петровский купол—Корульский купол—южное крыло Славянского купола, а также южнее этой зоны, соленосная свита не содержит галогенных осадков и представлена глинами с пластами голубых песчаников. Мощность свиты уменьшается с севера на юг от 150 (с. Корулька) до 50 м (с. Богодаровка). В Богодаровской скважине, пробуренной в 8 км к югу от ст. Барвенково, соленосная свита (в глинистой фации) пересечена в интервале 580—629,9 м.

Верхняя пермь. *Красноцветная толща.* В 1939 г. С. И. Евсеевой, Г. Ф. Лунгерсгаузен и др. была выделена из состава континентальных отложений, перекрывающих нижнюю пермь, — дроновская или песчано-конгломератовая свита. Возраст свиты определялся как низы верхней перми (Евсеева, Лунгерсгаузен и др., 1939). Свита представлена кирпично-красными песчаниками, перемежающимися с красноцветными глинами. В нижней части свиты залегает характерный розовый конгломерат с разноцветной галькой. Свита «красноцветных песчаников» прослежена на запад на весьма значительное расстояние, вплоть до Белоруссии. В Домановичской скважине Ф. Е. Лапчик (1954а) в верхней части свиты, обнаружена фауна филлопод, относящаяся согласно заключению Н. И. Новожилова, к верхам татарского яруса.

На площади Корульского купола свита «красноцветных песчаников» залегает согласно на соленосной свите и имеет мощность 600 м. В 35 км к северу от г. Изюма в Купянской опорной скважине отложения свиты пересечены на 1128—1208,5 м и залегают с перерывом на породах нижней перми; при этом мощность свиты сокращается до 90 м. Аналогичная картина наблюдается и в Богодаровской скважине, где верхнепермские отложения залегают на глубине 430—580 м. В центральной части Днепро-Донецкой впадины верхнепермские отложения имеют максимальную мощность и залегают согласно на нижней перми; на крыльях впадины эти осадки залегают с перерывом на подстилающих слоях и резко сокращаются в своей мощности.

В районе Петровского купола верхняя пермь представлена пестрыми глинами с включением горизонтов красноцветных мелкозернистых песчаников, содержащих катунь песчанистых глин размером до 0,5 м³.

Верхнепермские красноцветные песчаники и глины вскрыты многими скважинами на Шебелинской структуре на глубинах 735—1524 м. Мощность свиты меняется от 260 м в своде структуры до 360 м на ее крыльях.

Песчаники верхнепермской красноцветной толщи содержат кварц, обломки кремня и кварцита (до 15%), полевые шпаты (3%), обломочки диабазы (Петровский купол) циркон, роговую обманку и рудные минералы. Некоторые разности песчаников имеют туфогенный облик.

Характерен циклический характер накопления осадков красноцветной толщи. Каждый цикл начинается пестроцветными песчаниками мощностью 30—60 м и заканчивается пестрыми глинами с линзами и прослоями песчаника; в Петровском районе выделяется 2—3 цикла. Распространение пермских отложений в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины изображено на рис. 58.

Анализируя разрез пермских отложений в целом, мы можем сказать, что тип пермского осадконакопления Бахмутской котловины, охарактеризованный в работах Н. Н. Яковлева (1927), К. Н. Савич-Заблоцкого и И. Ю. Лапкина (1948), выдерживается в некоторой степени и для рассматриваемой территории. Представляется возможность даже выделить с известным приближением отдельные свиты в соответствии с подразделениями Н. Н. Яковлева. На границе карбона и нижней перми имели место мощные тектонические движения, вызвавшие значительный перелом в характере осадконакопления и обусловившие новый план размещения формаций.

Палеогеография нижнепермского времени характеризуется наличием на западных окраинах Донбасса геосинклинального бассейна с преобладанием лагунно-морских условий седиментации на площади Шебелинка—Спеваковка—Артемовск.

К юго-западу от этого района наблюдается уменьшение мощности свиты медистых песчаников и известняково-доломитовой свиты и замещение карбонатных фаций глинистыми. Осадки соленосной свиты отличаются значительной фациальной устойчивостью: на Шебелинской антиклинали наблюдается тот же состав и мощность свиты, что и в Бахмутской котловине. Зона развития лагунных осадков распространялась от Бахмутской котловины в направлении к Сухой Каменке, Спеваковке и Шебелинке. На Петровском и Корульском куполах и в Лисичанско-Торской складчатой зоне гидрохимические осадки в разрезе соленосной свиты отсутствуют, причем эта свита имеет здесь резко уменьшенную мощность.

На границе нижней и верхней перми проявилась саальская орогенетическая фаза, повлекшая за собой формирование местного прогиба с зонной сравнительно мощного (до 600 м) накопления осадков на участке Корульский купол — Сухая Каменка — Шебелинка. Область открытого Донбасса, которая в течение карбона и нижней перми характеризовалась интенсивным осадконакоплением, после саальской фазы превратилась в сушу.

В конце пермского периода проявилась мощная тектоническая фаза (пфальцкая), в результате которой как на окраинах Донбасса, так и во всей Днепровско-Донецкой впадине, наступили преимущественно континентальные условия. Пермские отложения описываемой территории содержат ряд полезных ископаемых: каменную соль, ангидрит и гипс, строительный камень. На Шебелинской антиклинали глубокими скважинами вскрыты в пермских отложениях горизонты горячего газа.

МЕЗОЗОЙ

ВВЕДЕНИЕ

Мезозойские отложения в пределах равнинной части УССР пользуются широким развитием. На большей части территории они перекрыты чехлом четвертичных и третичных пород; если же мысленно

снять этот чехол, то эти породы будут выступать всюду, за исключением отдельных участков Украинского кристаллического массива, на которых они были размыты в конце мезозоя или в палеогене.

Кристаллический массив уже в мезозойскую эру играл существенную роль в распределении фаций и мощностей мезозойских осадков. По всей вероятности, большую часть времени он возвышался в виде острова среди обширного моря, покрывавшего Днепровско-Донецкую впадину, Причерноморскую впадину и западные области УССР. В отдельные эпохи (сеноман, сенон) массив перекрывался морем, но даже и тогда на нем формировались более мелководные и маломощные осадки, чем в прилегающих впадинах. Вообще же говоря, почти вся территория УССР покрывалась только эпиконтинентальными морями, в которых формировались, как правило, мелководные, маломощные осадки.

Рассмотрение мезозоя УССР удобнее сделать по следующим четырем областям, каждая из которых в мезозойское время прошла своеобразную историю развития: 1) Днепровско-Донецкая впадина; 2) Украинский кристаллический массив; 3) Причерноморская впадина; 4) Волыно-Подольская часть Русской платформы.

Развитие осадков отдельных ярусов и даже систем в пределах каждой этой области весьма неравномерно.

Триасовые отложения в естественных обнажениях известны по западной окраине Донбасса, буровые скважины вскрыли их в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Они представлены разнообразными типами континентальных отложений, достигающих иногда значительной мощности.

Юрские отложения в естественных обнажениях выходят в Днепровско-Донецкой впадине и Волыно-Подольской части Русской платформы. В Днепровско-Донецкой впадине на глубине они выполняют, должно быть, всю ее центральную часть, а в естественных обнажениях известны только в районе так называемых каневских дислокаций и по северо-западной окраине Донбасса. На Волыно-Подольском плато юра обнажается только по р. Днестру и его притокам; как показало бурение, юрские отложения широко развиты в Львовской мульде и в Предкарпатском прогибе. В Подолии юрская трансгрессия началась только с верхней юры, достигнув максимума в кимеридже или в верхневолжское время. В Причерноморской впадине (Молдавская ССР) буровыми работами последних лет была вскрыта мощная толща терригенных осадков, отнесенных к юрским отложениям. Здесь юрская трансгрессия началась с конца лейаса.

Наиболее широким развитием пользуются меловые отложения, которые встречены во всех четырех регионах. В юго-западных частях платформы в ряде мест они прикрыты только четвертичными отложениями. Особенно хорошие обнажения имеются по р. Днестру и его притокам.

В Днепровско-Донецкой впадине меловые породы обнажаются преимущественно, по северному крылу впадины и по окраинам Донбасса. На южном крыле впадины мел выходит на поверхность в Каневском районе; в других частях впадины он известен только по разрезам буровых скважин, указывающих, что меловые отложения распространены по всей площади впадины. Обширная меловая трансгрессия началась в пределах Украины с верхнего альба, но, по-видимому, частичные проникновения вод в Днепровскую впадину были и раньше, в нижнем мелу.

Территория Украинского кристаллического массива почти полностью покрыта третичными породами. Перед отложением их, массив, очевидно, подвергся интенсивной денудации, во время которой большая часть

меловых отложений была смыта и поэтому сейчас сохранилась только в отдельных участках (см. фациальные схемы), преимущественно на склонах массива или в его внутренних мелких депрессиях.

В Причерноморской впадине ни одного естественного обнажения пород мелового возраста неизвестно, но, судя по разрезам буровых скважин, эти породы выполняют всю впадину, резко увеличиваясь в мощности по направлению к ее центральной части.

Трансгрессии мелового моря не перекрывали полностью кристаллический массив и только, по всей вероятности, воды сеноманского моря перелились через западную часть массива, где на поверхности Волинского кристаллического массива имеются отложения сеномана. Воды верхнесенонского моря должно быть трансгрессировали на юго-восточную часть массива и тогда произошло прямое соединение вод Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. В восточной части последней пока известны только отложения сенона, тогда как в ее западную часть из Подолии проникли воды сеноманского моря. На Волыно-Подольской плите можно найти осадки всех ярусов верхнего мела, но наиболее широко распространены отложения сеномана.

Таков характер распространения мезозойских отложений УССР. Увязать их в единую стройную картину очень трудно вследствие недостаточной и неравномерной изученности. Ни одной сводной работы по мезозою УССР нет, хотя изучался он по отдельным районам довольно давно. Характерной особенностью изучения мезозоя было то, что изучение отдельных регионов Днепровско-Донецкой впадины, восточной части кристаллического массива, Причерноморской впадины и Волыно-Подолии шло без должной увязки между собой. Особенно слабо были увязаны разрезы восточных и западных районов УССР. Первые в основном изучались русскими и украинскими геологами, а вторые — польскими.

Изучение мезозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины началось с середины прошлого столетия, когда Дюбуа де Монпере (1832) опубликовал свои исследования. Он выделил юрские и меловые отложения и отнес к меловой системе, также и покрывающие мел, пески и песчаники, которые теперь считаются третичными. Более детальные работы по изучению мела были произведены в последней четверти прошлого столетия. Если не считать одного маршрута Барбот-де-Марни, то все они выполнены силами русских и украинских геологов. Из них следует назвать Н. Д. Борисяка (1867а), И. Ф. Леваковского (1871, 1874), К. М. Феофилактова (1851б), А. В. Гурова (1882, 1888), П. П. Пятницкого (1889, 1891). Г. А. Радкевича (1894, 1900) и П. Я. Армашевского (1900, 1903а). Ими было произведено первое подразделение юрских отложений, намечена граница между мелом и палеогеном и констатировано широкое распространение меловых отложений по всей Днепровско-Донецкой впадине.

В конце прошлого столетия, после заложения первых буровых скважин, появляются сведения о развитии меловых отложений в Причерноморской впадине (Гуров, 1882). Первые сведения о меловых породах западной части кристаллического массива сообщаются Е. Эйхвальдом (1846); затем после работ Н. Д. Борисяка (1867а), Н. А. Соколова (1889в), П. Я. Армашевского (1889) и В. Вознесенского (1898) были установлены меловые отложения в Приазовской части массива и в Конско-Ялынской впадине.

Второй этап дореволюционных исследований описываемой территории связан с организацией геологосъемочных работ и с разрешением ряда прикладных задач. К этому периоду относятся работы В. И. Лучицкого

(1913, 1914), В. Н. Чирвинского (1916), А. Д. Архангельского (1912а), детализирующие стратиграфию мезозоя Днепровско-Донецкой впадины. В частности, В. Н. Чирвинским в это время была изучена сеноманская и туронская фауна по р. Сейму, а А. Д. Архангельским произведено подразделение сенона на сантон, кампан и маастрихт.

Большую работу по изучению меловых отложений вольнской части кристаллического массива и Волыни провел В. Д. Ласкарев (1914а) в связи с геологической съемкой масштаба 1 : 420 000.

В 1911 г. Н. Ф. Погребов впервые палеонтологически обосновал кампанский возраст меловых пород из скважины Таганрога.

Из работ послереволюционного периода наибольший интерес представляют работы: Г. Ф. Мирчинка (1919), Н. С. Шатского (1924), В. В. Резниченко (1926), А. Д. Архангельского и др. (1924), К. А. Цытовича (1928), Л. Е. Наливайко (1936), Д. Н. Соболева (1939а, 1941), К. И. Макова (1940а), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1940), Б. Ф. Мефферта и др.

Изучением меловых отложений Причерноморской впадины геологи занялись только в самые последние годы (Маков, 1940б; Басс, 1941 и др.).

Наши знания о меловых отложениях массива значительно дополнены исследованиями Р. Р. Выржиковского (1933), Е. И. Матвиенко, П. Г. Голик, и А. Д. Медяного и др.

ТРИАС

Триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины

Отложения триасового возраста на территории Днепровско-Донецкой впадины слагают верхнюю часть подъяурской толщи пестроцветных отложений, возраст которой долгое время оставался не выясненным и определялся то как девонский (Армашевский, 1900), то как пермо-триас (Личков, 1925, Шатский, 1938).

Наличие в толще пестроцветных отложений пермо-триаса Днепровско-Донецкой впадины пород мезозойского возраста было установлено Е. О. Новик (1949), обнаружившей в породах из скважины Райозеро оогонии харовых водорослей мезозойского типа. Тогда же М. П. Кожич-Зеленко было выявлено сходство минералогического состава этих отложений с составом отложений района северно-западных окраин Донбасса, которые А. А. Борисьяк и Н. Н. Яковлев (1916) относили к триасу. В 1952 г. Ф. Е. Лапчик сопоставляет эти отложения с породами серебрянской свиты северо-западных окраин Донбасса, выделенных Г. Ф. Лунгерсгаузену в 1944 г. Исследованиями О. К. Каптаренко-Черноусовой в 1948 г также были обнаружены в подъяурских пестроцветных отложениях района сс. Глинск, Райозеро, Домановичи, Смелое оогонии харовых водорослей, изучение которых, однако, не дало надежного определения возраста вмещающих их пород. Позже Л. Я. Сайдаковским были обнаружены остракоды, которые по устному заключению Г. Ф. Шнейдер представлены *Darwinula fragilis* Sch n. в образцах из Белорусской скважины и *Darwinula* ex gr. *oblonga* Sch n., *Darwinula* ex gr. *oviformis* Ma n d. в Черниговской скважине, что указывает на нижнетриасовый возраст вмещающих их отложений. По данным Г. Ф. Шнейдер и О. М. Мандельштам (1947), *Darwinula oblonga* встречается в баскунчакском ярусе нижнего триаса горы Богдо, а *Darwinula oviformis* Ma n d. известна из среднего горизонта мальцевской свиты нижнего триаса Кузнецкого бассейна. *Darwinula fragilis* Sch n. по тем же данным встречается в перми, а также в заведомо триасовых отложениях района с. Домановичи.

В 1952 г. Ф. Е. Лапчик проведено систематическое изучение пестроцветных пород триаса восточной части Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Этими исследованиями выявлено, что остатки харовых водорослей и остракод приурочены к глинам нижней части отложений триаса, тогда как в верхней — остатки остракод не обнаружены. Эти палеонтологические находки дают основания относить верхнюю часть толщи подбюрских пестроцветных отложений к триасу и указывают на наличие их в составе отложений нижнетриасового возраста. Е. М. Люткевич и И. Ю. Лапкин (1953) также высказываются в пользу нижнетриасового возраста пестроцветных отложений триаса Днепровско-Донецкой впадины на том основании, что они сходны с пестроцветными породами Полесья (сс. Домановичи, Корени, г. Мозырь), нижнетриасовый возраст которых устанавливается по наличию в них *Estheria gutta* Lutk., *Cornia* ex gr. *papilaria* Lutk. и чешуи нижнетриасовых рыб, определенных А. В. Хабаковым.

Систематическое изучение литологии и стратиграфии пестроцветных отложений Днепровско-Донецкой впадины, выполненное Ф. Е. Лапчик, позволило выявить широкое и сплошное распространение триасовых отложений в пределах Днепровско-Донецкой впадины (рис. 59) и наметить литолого-стратиграфическую схему их расчленения (табл. 109).

В пределах Днепровско-Донецкой впадины триасовые отложения залегают на размытой поверхности верхнепермских отложений, а при отсутствии последних — на более древних породах перми и на карбоне. В основании отложений триаса обнаружены песчаные породы с галькой и гравием кремня и кварца. На поверхности триаса трансгрессивно залегают породы юрского возраста.

Мощность триасовых отложений в Днепровско-Донецкой впадине максимально составляет 460 м в погруженных частях впадины и уменьшается до 50 м; иногда эти отложения полностью выклиниваются на крыльях впадины. Ниже приводим мощность триасовых отложений для некоторых пунктов.

Скважины	Мощность м
Белорусская	460
Черниговская	175
Глинская	360
Смеловская	187
Радченковская	257
Шебелинская	125

Характерный разрез триаса Днепровско-Донецкой впадины вскрыт в Черниговской скважине, где под юрскими отложениями залегают (сверху вниз)¹.

1. Глины пестроцветные, лилово-вишнево-красные, серые, зеленовато-серые песчанистые и темно-серые с мелкими карбонатными конкрециями 17 м
2. Глины те же пестроцветные, вязкие, жирные, песчанистые, слюдистые, с обильными карбонатными конкрециями, с остатками *Darwinula* ex gr. *oblonga* Schn., *Darwinula* ex gr. *oviformis* Hand. 2 "
3. Глины красно-бурые, вишнево-красные, голубовато-серые, слюдистые с мелкими карбонатными конкрециями; в них обнаружены оогонии харовых водорослей 15 "
4. Глины пестроцветные голубовато-серые, красно-бурые, плотные, жирные, слюдистые 14 "
5. Пески и песчаники голубовато-серые мелко- и среднезернистые, сильно слюдистые, каолинистые 9 "

¹ Синонимика пластов приводится по унифицированной схеме мезозоя русской платформы ВНИГРИ 1953 г.

- 6. Глины кирпично-красные плотные, песчанистые, плохо отсортированные, с пятнами голубовато-серого цвета, в нижней части с мелкими карбонатными конкрециями 47 „
- 7. Глины доломитизированные серовато-желтые с малиновыми разводами, встречаются чешуи рыб и оогонии харовых водорослей 2 „
- 8. Глины голубовато-серые, зеленовато-серые, кирпично-красные, жирные, карбонатные, мало слюдястые с тонкими прослоями песчаника 10 „
- 9. Песчаники пестроцветные, светло-серые, кирпично-красные, тонко- и среднезернистые, сильно слюдястые, карбонатные с прослоями голубовато-серой окраски глин и алевролита 13 „
- 10. Глины красно-бурые плотные, песчанистые, слюдястые, слабо карбонатные с тонкими прослоями песка 3 „
- 11. Пески и песчаники пестроцветные, карбонатные чередуются с прослоями тонкозернистых конкреционных известняков; в основании песчаников наблюдается окатанная галька (известняка и песчаника) 48 „

Приведенный разрез триасовых отложений в районе Черниговской скважины в основных своих чертах выдерживается для всей площади Днепровско-Донецкой впадины. Изменение наблюдается лишь в мощнос-

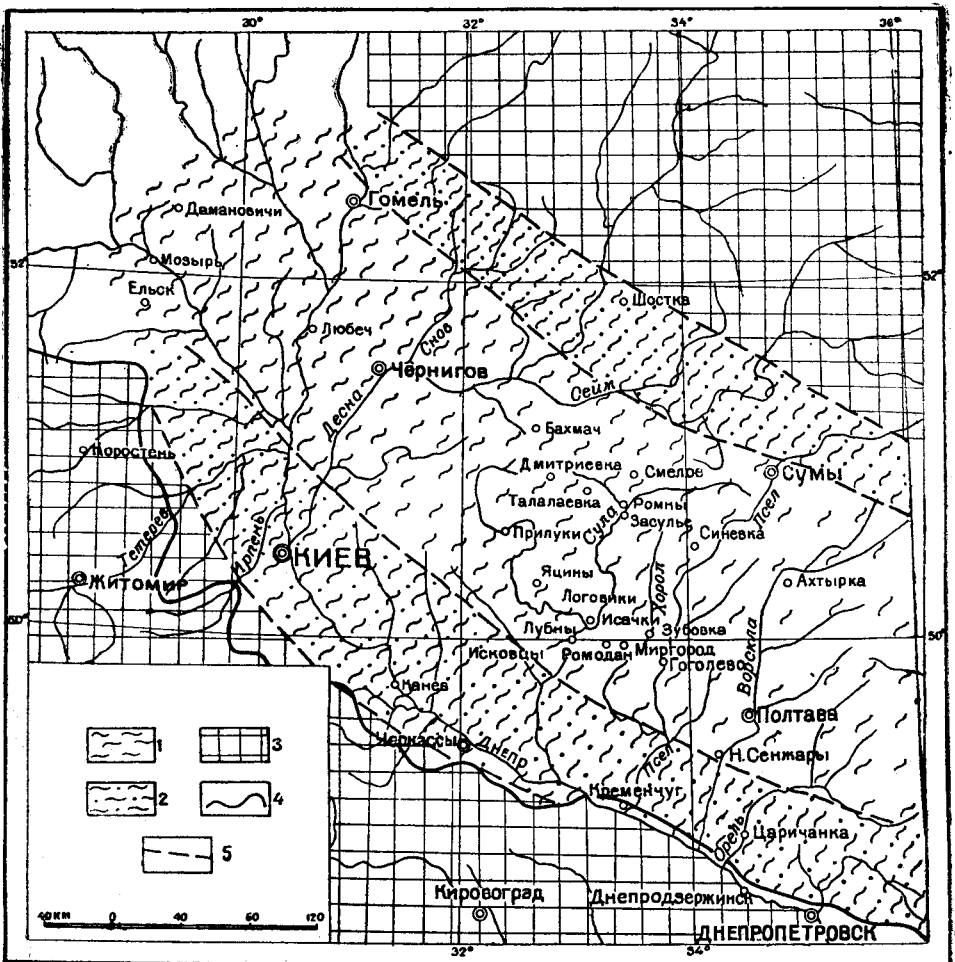


Рис. 59. Схема распространения триасовых отложений Днепровско-Донецкой впадины

1—глины пестроцветные с подчиненными прослоями песков, внизу песчаники и конкреционные известняки (общая мощность 250—460 м); 2—пески, песчаники, чередующиеся с пестроцветными глинами (общая мощность 0—250 м); 3—провинция сноса в триасовое время; 4—граница выходов пород Украинского кристаллического массива выше базиса эрозии; 5—границы фаций

тях отдельных толщ. Кроме того, на погруженных участках впадины (сс. Глинск, Домановичи) отмечено исключительное развитие глинистых отложений и незначительная роль песчаных пород, тогда как на бортах впадины песчаные отложения слагают больше половины разреза триаса.

В составе триасовых отложений Днепровско-Донецкой впадины Ф. Е. Лапчик намечаются следующие литолого-стратиграфические подразделения.

Радченковская свита (T_1Vtl): 1) глинистая красноцветная толща; 2) песчано-карбонатная толща.

Миргородская свита (T_1Bsk): 1) глинистая (лилово-вишнево-красная) толща; 2) песчаная толща.

Отложения проблематичного возраста ($T_2+T_3?$).

Радченковская свита. В радченковскую свиту объединяются отложения нижней части разреза триаса, представленные внизу песками, песчаниками, известняками иверху глинами; эти отложения на основании палеонтологических данных отнесены к нижнему триасу. По литологическому составу здесь можно выделить две толщи: нижнюю — песчано-карбонатную и верхнюю — глинистую красноцветную.

Песчано-карбонатная толща. На размытой поверхности верхнепермских отложений залегает толща песков и песчаников с подчиненными прослоями глин и известняков. Мощность толщи колеблется в пределах 20—80 м. Максимальная мощность ее приурочена к погруженным участкам впадины (с. Домановичи 80 м, с. Глинск 70 м. Черниговская площадь 64 м, с. Радченково 30 м). Толща литологически довольно выдержанная по простиранию и прослеживается на всей площади Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Она легко выделяется в разрезе по наличию крупных скоплений известняка.

В основании песчано-карбонатной толщи присутствуют пески и песчаники с галькой кварца, известняков, кристаллических пород и кремня (с. Домановичи, г. Чернигов и др.); местами наблюдаются сплошные крупногалечниковые отложения (Новомосковск). Мощность их меняется в пределах от 0,5 до 30 м.

Пески и песчаники песчано-карбонатной толщи светло-серые, буровато-серые, реже кирпично-красные с голубовато-серыми пятнами, разнозернистые, иногда гравелистые, слюдистые. Цемент песчаников карбонатный или глинисто-карбонатный. Песчаники содержат скопления конкреций микрозернистых известняков. Вверху песчаники переслаиваются с пестроцветными глинами и затем переходят в глинистую красноцветную толщу. На погруженных участках впадины песчаники фациально замещаются песчанистыми пестроцветными глинами.

Глинистая красноцветная толща также имеет широкое распространение на территории Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Мощность ее колеблется в пределах 55—150 м. Максимальная мощность приурочена к погруженным участкам впадины (сс. Домановичи — 150 м, Глинск — 110 м). Глины, слагающие толщу, — кирпично-красные с оранжевым оттенком, с голубовато-серыми неправильной формы пятнами. Они плотные, вязкие, часто содержат скопления мелких известковых конкреций. В отдельных прослоях глины переходят в мергель. В нижней и верхней частях разреза толщи глины чередуются с прослоями песчаников, количество которых возрастает по направлению к крыльям впадины.

Из палеонтологических остатков в глинах обнаружены оогонии харовых водорослей и раковины остракод, которые по определению

Г. Ф. Шнейдер представлены *Darwinula oblonga* Sch.n. В восточной части впадины О. М. Мандельштамом определены *Darwinula* cf. *promissa* Lü b.; *Darwinula fragilis* Sch.n., указывающие на нижнетриасовый возраст вмещающих их отложений.

По минералогическому составу породы радченковской свиты резко отличаются от пород подстилающих их отложений татарского яруса верхней перми, для них является характерной гранат-циркон-турмалиновая ассоциация с переменным содержанием эпидота и резким преобладанием граната (от 30 до 60%). Легкая фракция состоит главным образом из кварца и свежего полевого шпата; количество последнего достигает 15—20% фракции; в различных количествах присутствует слюда. Отложения радченковской свиты соответствуют единому законченному большому циклу осадконакопления, который начинается песчаными осадками и заканчивается отложениями глин.

Миргородская свита. В составе этой свиты выделяются две толщи: нижняя — песчаная и верхняя — глинистая, между которыми наблюдаются взаимные переходы.

Таблица 109

**Схема стратиграфического расчленения триасовых отложений
Днепровско-Донецкой впадины и их сопоставление с одновозрастными
отложениями северо-западных окраин Донбасса**

Унифицированная схема расчленения мезозоя (ВНИГРИ 1953 г.)			Местное стратиграфическое подразделение		
Система	Отдел	Ярус	Днепровско-Донецкая впадина		Северо-западные окраины Донбасса (по Г. Ф. Лунгерсгаузену)
			Склоны впадины и зоны солянокупольных структур	Области погружений впадины	
Т р и а с	Верхний		П е р е р ы в	(?)	Протопивская свита
	Средний			Глинистая пестроцветная толща	
	Нижний	Баскунчакский	М и р г о р о д с к а я с в и т а		Серебрянская свита
		Ветлужский	Р а д ч е н к о в с к а я с в и т а		

Песчаная толща, или песчано-карбонатная толща, как и описанные выше отложения триаса, довольно выдержана по простиранию, мощность ее колеблется в пределах 9—25 м (в некоторых случаях границы ее ступеньваются в связи с появлением в ней прослоев глин, переходящих в перекрывающие отложения глинистой толщи). В Белорусской скважине пески толщи фациально замещаются песчанистыми глинами.

Пески и песчаники этой толщи светло-серые до белых, с зеленоватым оттенком, мелко-и среднезернистые, каолинистые, сильно слюдистые; от присутствия биотита они иногда приобретают зеленовато-серую

окраску, косослоистые. Песчаники слабо сцементированы; цемент состоит из мелко- и крупнокристаллического кальцита и глинистого вещества. В песках и песчаниках часто встречаются катуны зеленовато-серых карбонатных глин, а также мелкая галька кремня.

Глинистая толща также имеет широкое распространение в Днепровско-Донецкой впадине. Мощность ее достигает 110 м. Максимальная мощность толщи приурочена к погруженным участкам впадины (район с. Домановичи), уменьшаясь до 30—50 м и полного выклинивания на крыльях впадины. Глины вишнево-красные с фиолетовым оттенком, с неправильными пятнами и разводами зеленовато-серого цвета, плотные, вязкие, карбонатные.

В верхней части разреза описываемых глинистых отложений, а на крыльях впадины и по всему разрезу, глины нередко переслаиваются с прослоями песков и песчаников, сходных с отложениями подстилающей песчаной толщи.

Палеонтологические остатки представлены оогониями харовых водорослей, чешуями рыб и остракодами, которые, согласно заключению Г. Ф. Шнайдер, представлены *Darwinula oblonga* Sch n., *Darwinula oviformis* M a n d. (скв. Черниговская) и *Darwinula fragilis* Sch n. (скв. Белорусская).

Минеральные ассоциации и типоморфные признаки отдельных минералов легкой и тяжелой фракций пород миргородской свиты имеют большое сходство с минеральными ассоциациями отложений радченковской свиты. Обломочные минералы легкой фракции представлены кварцем, свежим калиевым полевым шпатом и весьма редко плагиоклазом. Главной составной частью тяжелой фракции являются рудные минералы: ильменит, гидрогетит, гематит, магнетит, иногда пирит; второе по количеству место занимает гранат; третье — циркон, почти постоянно присутствуют эпидот, ставролит, фосфаты, в том числе и апатит, а также спорадически присутствуют рутил и турмалин. Аутигенные минералы представлены кальцитом, реже пиритом, довольно часто присутствует барит, количество которого достигает иногда 90% тяжелой фракции.

Минеральная ассоциация тяжелой фракции по терригенным компонентам определяется как гранат-циркон-эпидотовая с подчиненным значением турмалина. Глинистое вещество этой толщи представлено минералами из группы монтмориллонит-бейделлита с примесью гидрослюд.

Исходя из имеющихся палеонтологических данных при сопоставлении с унифицированной схемой мезозоя, радченковскую свиту можно считать синхронной отложениям ветлужского яруса Доно-Медведицких поднятий, Южной Эмбы, озера Баскунчак и др., что подтверждается наличием в отложениях этой свиты остатков *Darwinula oblonga* Sch n., которая известна из ветлужского яруса нижнетриасовых отложений Доно-Медведицких поднятий и Южной Эмбы.

Возраст миргородской свиты определяется наличием в ней остатков дарвинулид нижнетриасового возраста (*Darwinula oblonga* Sch n, совместно с *Darwinula fragilis* и *Darwinula oviformis* M a b d.). Из них две первые формы известны из отложений баскунчакского яруса района Южной Эмбы, а *Darwinula oviformis* M a n d. известна из среднего горизонта мальцевской свиты нижнего триаса Кузнецкого бассейна. Миргородская свита в Днепровско-Донецкой впадине представляет собой единый большой цикл осадконакопления, более молодой по сравнению с отложениями радченковской свиты, которая по возрасту относится к ветлужскому ярусу; поэтому отложения миргородской свиты условно можно относить к баскунчакскому ярусу нижнего триаса.

Отложения триаса проблематичного возраста. На большей части территории Днепровско-Донецкой впадины непосредственно на отложениях миргородской свиты трансгрессивно залегают породы юрского возраста. Лишь в участках погружений впадины (сс. Глинск, Домановичи) выше отложений миргородской свиты и под породами юрского возраста залегают толща пород, возраст которых в достаточной мере не выявлен. Эти отложения встречены в Белорусской скважине (на глубине 480—540 м), они же, по-видимому, присутствуют и на Глинской площади (на глубине 1530—1580 м).

В разрезе Белорусской скважины, выше пестроцветных глин миргородской свиты, залегают глинистая пестроцветная толща, которая по своему внешнему облику и минералогическому составу тяжелой и легкой фракций несколько отлична от подстилающих триасовых и резко отлична от покрывающих юрских отложений. Мощность пород этой толщи в Белорусской скважине около 80 м. Контакты толщи с вмещающими породами триаса и юры в керне не отмечены, но на каротажной диаграмме отражены довольно отчетливо.

Отложения эти представлены исключительно глинами. Последние в нижней части толщи (30 м) темно-бурые до желто-бурых, реже вишнево-красные с зеленовато-серыми и голубовато-серыми пятнами, жирные; внизу изредка с тонкими миллиметровыми прослойками светло-серого алеврита, некарбонатные.

Верхняя часть толщи (30 м) сложена глинами серыми и светло-зеленовато-серыми, вишнево-красными, также жирными, некарбонатными.

Минеральные ассоциации легкой фракции пород описываемой толщи ничем существенно не отличаются от минеральных ассоциаций подстилающих ее триасовых отложений и вместе с тем по высокому содержанию полевого шпата резко отличаются от покрывающих пород юрского возраста. В минералогическом составе тяжелой фракции глин как нижней, так и верхней части толщи по сравнению с отложениями миргородской свиты наблюдается резкое уменьшение содержания граната и увеличение гидрогетита. Это указывает на изменение условий осадконакопления. Из палеонтологических остатков в породах данной толщи встречаются оогонии харовых водорослей и остракоды из рода *Darwinula*, не позволяющие пока уточнить возраст вмещающих их отложений.

Литологический состав пород этой толщи и характер органических остатков позволяют рассматривать эти отложения как осадки мелководного бассейна пресноводно-озерного типа, получившие распространение лишь в наиболее погруженных частях впадины. Время существования этого водоема определяется как конец нижнего триаса и не позднее верхнего триаса. На остальной территории Днепровско-Донецкой впадины в этот промежуток времени осадконакопления, по-видимому, не происходило, либо оно имело весьма ограниченное развитие; доминирующая роль здесь принадлежала процессам субаэрального выветривания, временами сменявшихся частичным размывом нижнетриасовых отложений.

Таким образом, триасовые отложения в пределах Днепровско-Донецкой впадины представлены мощной толщей отложений, внутри которой крупных перерывов в осадконакоплении не отмечается. Для опущенных участков наблюдаются постепенные переходы между свитами и только на границе триасовых отложений с подстилающими пермскими и покрывающими юрскими отложениями улавливаются перерывы и несогласия, которые особенно отчетливо проявляются на крыльях впадины.

На размытой поверхности триасовых отложений Днепровско-Донецкой впадины трансгрессивно залегают отложения юрского возраста,

в основании которых наблюдается базальный слой, представленный песками, песчаниками, гравелитами с прослоями глин и суглинков.

Характеристика триасовых отложений Днепровско-Донецкой впадины позволяет рассматривать их как континентальные отложения типа озерных, речных и реже пролювиальных осадков, накопление которых происходило в условиях повсеместного прогибания впадины и поднятия провинций сноса. Это прогибание в нижнем триасе протекало в две фазы; соответственно шло накопление осадков радченковской и миргородской свит с кратковременным небольшим поднятием на границе отложения этих свит.

Имеется очень мало данных, характеризующих условия геологического развития впадины в среднем и верхнем триасе; по-видимому, в это время произошли небольшие поднятия на всей территории впадины, за исключением ее западной части (сс. Домановичи, Глинск), и страна превратилась в низменную равнину, где процессы осадконакопления были крайне ограничены, а напротив преобладали процессы субаэрального выветривания, которым подвергались мощные толщи глинистых отложений нижнего триаса в пределах впадины, и более древние образования на прилегающих территориях.

В конце триасового периода и в начале юры колебательные движения выразились в опускании впадины, при этом они получили резко выраженный дифференцированный характер. Более интенсивно прогибалась восточная часть впадины, откуда началась трансгрессия юрского моря, тогда как западная ее часть оставалась сушей вплоть до среднеюрского времени.

Провинцией сноса в триасовом периоде являлся на юге Украинский кристаллический массив, на поверхности которого обнажались преимущественно гранато-биотитовые гнейсы, мигматиты и прорывающие их граниты и пегматиты; на севере такой провинцией являлась область Воронежского кристаллического массива, перекрытого осадочными породами палеозоя.

Триасовые отложения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и западных окраин Донбасса

Выше нижнепермской соленосной свиты, на западных окраинах Донбасса, несогласно залегают две терригенные толщи, отделенные друг от друга перерывом. Нижняя — верхнепермская, состоит из нескольких горизонтов красноцветных песчаников, переслаивающихся с пачками пестрых глин; верхняя — представлена чередованием яично-желтых, бурых и желтых песчаников и пестроцветных глин; в последних встречаются включения гравия и кремневой гальки. Песчаники обеих толщ содержат катуны глин; в особенности насыщена катунами верхняя толща желтых песчаников, представленная аллювиально-пролювиальными образованиями.

Толща красноцветных песчаников верхней перми к северу от Корульского купола имеет мощность 600 м. Более юная по возрасту толща желтых песчаников залегают с угловым несогласием на различных горизонтах пермской системы; развита она спорадически и нигде не достигает мощности свыше 60 м.

П. И. Степанов, А. П. Ротай и др. (1937) отмечают неясность стратиграфического положения толщи пролювиальных отложений и указывают, что ее нередко относили к триасу. «Трансгрессивное залегание данной толщи на нижележащих отложениях, — пишут эти авторы, — позволяет высказать предположение о верхнепермском возрасте этого наи-

более высокого члена разреза донецкого палеозоя». В связи с находками фауны татарского возраста в верхних горизонтах свиты красноцветных песчаников (Ф. Е. Лапчик), мы условно относим залегающую на этой свите толщу желтых песчаников к нижнему триасу (?).

Возраст вышележащей серебрянской свиты был определен Н. Ф. Бадуховским, а затем Е. И. Соколовой как нижне- и среднетриасовый. В свете новых данных представляется более правильным отнесение серебрянской свиты к среднему триасу, поскольку она залегаёт между флористически охарактеризованной верхнетриасовой протопивской свитой вверху и свитой пестрых псаммитов с катунами и галькой внизу.

Классический триас прежних авторов, выделенный на геологических картах Донбасса, соответствует среднему триасу. Что же касается залегающих выше пород кейпера, то А. А. Борисяк отнес их к нижней юре, а именно к лейасу. Эти осадки залегают трансгрессивно, с небольшим углом несогласием на среднем триасе; в то же время они отделяются горизонтом песчаника или конгломерата от вышележащей юрской толщи, составляя как бы отдельный небольшой цикл осадконакопления. Выделение слоев кейпера производно на основании палеофитологических определений.

Таким образом, в толще триасовых отложений окраин Донбасса следует различать три отдела: а) нижний (?), б) средний (?), в) верхний.

Нижний триас (?). На различных горизонтах пермских отложений с резким угловым несогласием залегаёт своеобразная толща пестрых песчаных глин, переслаивающихся с желтыми, яично-желтыми и бурыми разнозернистыми, рыхлыми песчаниками и песками. В пестроцветных глинах встречаются включения гальки, кремня и гравия, в песчаниках — катуны глин. По своему габитусу эти осадки представляют типичный пролювий. Мощность их сильно меняется, от 0 до 60 м. Обнажения нижнего триаса встречаются в Бахмутской котловине, в районе Петровского купола (р. Беречка, а также на Дроновской антиклинали и Корульском куполе.

Средний триас (?). Осадки среднего триаса залегают несогласно на нижнетриасовых и пермских образованиях; на участках Краснооскольской, Волвенковской и Торской структур, а также в верховьях р. Самары, эти осадки ложатся непосредственно на палеозой.

Отложения данного возраста пользуются значительным распространением в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и на западных окраинах Донбасса. Большие площади заняты породами среднего триаса в Петровском, Павлоградском, Новомосковском районах и в районе р. Береки. Начиная от с. Секретаровки, балки Лисичьей и правого склона р. Береки (к северу от с. Семеновки), эта свита прослежена бурением на северо-запад через с. Шебелинку до ст. Староверовки. Пробуренные на крыльях Петровского, Волвенковского и Краснооскольского куполов скважины вскрыли породы среднего триаса. В 1949 г. буровыми скважинами Лимано-Донецкой структурно-картировочной партии пересечены среднетриасовые отложения на Торском и Терновском куполах, здесь же они встречены в естественных обнажениях.

Средний триас сложен в верхней части глинами вишнево-красного и реже зеленого цвета, а в нижней — разнозернистыми, обычно каолинизированными, белесоватыми песками и песчаниками с прослоями континентальных известняков и конгломератов. В целом осадки среднего триаса образуют один крупный цикл осадконакопления.

Песчаники триаса обычно имеют светлую окраску: белесоватые, светло-серые и зеленовато-серые, каолинистые, мелко- и среднезернистые, плохо отсортированные, с включением крупных кварцевых зерен, гравия.

и иногда мелкой гальки. Плотные разности песчаников встречаются наряду с рыхлыми; нередко песчаники переходят по простираанию в песок.

Минералогический состав песчаников характеризуется наличием в легкой фракции значительного количества свежих полевых шпатов (30—35%), среди которых преобладает микроклин; большую часть легкой фракции (50—60%) составляют угловатые зерна кварца. Основную часть тяжелой фракции составляют гранат (до 50%) и эпидот (до 10%). Из рудных минералов присутствуют ильменит и лейкоксен.

Глины среднетриасового возраста обычно бордово-красные, вишнево-красные, коричневые, малиново-красные, лиловые, фиолетовые, реже зеленовато-серые и зеленые, обычно тонкопесчанистые, местами жирные и слюдястые. Характерной чертой глин является присутствие конкреций известняка и мергеля неправильной формы размером 0,5—5 см, весьма напоминающих журавчики в лёссовых породах четвертичного возраста. Скопления конкреций образуют в пестрых глинах и песчаниках прослой и линзы белых, сахаровидных известняков, достигающие мощности 1 м. Известняки повсюду немые, вероятно континентального происхождения.

В зоне сочленения Днепровско-Донецкой впадины с окраинами Донбасса (Шебелинка-Петровское) средний триас можно разделить на три горизонта: нижний — песчанистый, средний — песчано-глинистый и верхний — глинистый.

Песчанистый горизонт образован песчаниками светлыми, мелко-, средне- и крупнозернистыми, каолинистыми, с тонкими прослоями красных глин и белого сахаровидного известняка мощностью до 60 м.

Песчано-глинистый горизонт представляет переслаивание пестроцветных глин, иногда содержащих журавчики, с белыми рыхлыми мелкими раззернистыми песчаниками; мощность 40—100 м.

Глинистый горизонт слагают глины кирпично-красные, лиловые, зеленовато-серые, иногда песчанистые и слюдястые, содержащие прослой и пласты песчаника зеленовато-серого, мелко- и среднезернистого. Встречаются прослой белого, сахаровидного известняка и включения журавчиков. Мощность горизонта до 160 м. На Шебелинской площади глубокими скважинами серебрянская свита пересечена на глубинах 554—1160 м.

Почти полный разрез среднего триаса вскрыт колонковой скважиной, пробуренной на северном крыле Волвенковской структуры. Углы падения по кернам не установлены; согласно построениям они равны 10—18°.

Приводим разрез триаса по скважине.

	Глубина в м	Мощность в м
1. Четвертичные отложения	0,0 — 6,5	6,5
Средний триас.		
А. Глинистый горизонт		
2. Глина пестроцветная (кирпично-красная, зеленовато-серая и красно-бурая), плотная, местами песчанистая	6,5 — 21,0	14,5
3. Чередование глины темно- и зеленовато-серой, жирной, плотной, с песчаником серым, раззернистым, глинистым	21,0 — 33,4	12,4
Б. Песчано-глинистый горизонт		
4. Песчаник серый с зеленым оттенком, раззернистый, глинистый, плотный, с прослойками и линзами серой, плотной глины	33,4 — 45,5	12,1
5. Глина пестрая (сургучно-красная и фиолетово-красная с пятнами зеленовато-серой), плотная	45,5 — 63,5	18,0

6. Песчаник зеленовато-серый, глинистый, мелко- и грубозернистый с тонкими прослоями зеленой глины	63,5 — 70,6	7,10
7. Глина красно-бурая с темно-серыми пятнами, плотная	70,6 — 78,85	8,25
8. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, с прослоем глины	78,85— 81,70	2,85
9. Глина пестрая (красно-бурая и зеленовато-серая), плотная	81,70— 85,90	4,20
10. Песчаник зеленовато-серый, средне- и мелкозернистый, глинистый, с прослоями сургучно-красной и зеленовато-серой, плотной глины	85,90— 99,65	13,75
11. Глина красно-бурая, с пятнами голубой, плотная, с линзами серого известняка	99,65—115,0	15,35
12. Известняк серый, кавернозный	115,0 —116,0	1,00
13. Песчаник зеленовато-серый, среднезернистый, известковистый, с прослоями сургучно-красной, плотной глины. Встречаются обломки светло-серого известняка	116,0 —134,85	18,85
14. Глина пестроцветная (красно-бурая и голубовато-серая), плотная, с включением конкреций светло-серого известняка	134,85—155,1	20,25
15. Известняк буровато-серый, крепкий	155,1 —155,9	0,8
16. Глина пестрая (сургучно-красная и голубовато-серая) с пятнами зеленой, плотная, с прослоями мелкозернистого серого песчаника. Имеются включения известняка (журавчики)	155,9 —172,3	16,4
17. Чередование песчаника голубовато-серого с красно-бурой глиной	172,3 —176,55	4,25
18. Глина красно-бурая, плотная с тонкими прослойками песчаника	176,55—180,30	3,75
19. Песчаник голубовато-серый, плотный, с линзами голубой глины	180,30—183,90	3,60
20. Глина пестрая (сургучно-красная, красно-бурая, голубовато-серая), плотная, комковатого строения, местами слабopесчанистая с редкими включениями известняка (журавчики).	183,90—216,75	32,85
21. Песчаник зеленовато-серый с прослоями красно-бурой глины	216,75—220,35	3,60
22. Глина пестрая (сургучно-красная и голубовато-серая), плотная, с прослойками зеленовато-серого песчаника	220,35—233,6	13,25

В. Песчаный горизонт

23. Конгломерат, состоящий из обломков известняка светло-серого на песчанисто-глинистом цементе, с прослоями песчаника	233,6 —237,8	4,20
24. Переслаивание голубовато-серой глины, плотной, с песчаником серым и светло-серым, мелкозернистым, известковистым	237,8 —251,6	13,80
25. Конгломерат, состоящий из крупных обломков известняка	251,6 —257,5	5,90
26. Песчаник светло- и голубовато-серый, плотный, слабоглинистый, известковистый, с редкими прослоями и линзами голубой глины. В большом количестве встречаются черная галька (плохо окатанная) и обломки доломитизированного известняка. Имеются прослойки конгломерата	257,5 —300,05	42,55

В верховьях р. Самары, на угленосной толще среднего карбона, трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают пестроцветные триасовые образования. В нижней части они представлены горизонтом зеленовато-серых мелкозернистых, известковистых песчаников, рыхлых, с прослоями конгломератовидного песчаника и буровато-красных глин. Мощность песчаникового горизонта около 40 м. В подошве нижнего горизонта имеется характерный прослой сильно пиритизированного конгломератовидного песчаника. Верхняя часть триаса представлена по пре-

имуществу цветными глинами, содержащими прослой и пласты мелко- и среднезернистого песчаника. Мощность верхнего горизонта 50—60 м.

От свода к крыльям Ново-Бахметьевской антиклинали мощность триаса увеличивается с 60 до 200 м. Наблюдается увеличение грубокластического материала в сводах палеозойских куполов и уменьшение мощности осадков. В Гавриловской скважине средний триас пересечен на глубине 190—330,8 м. Этой скважиной обнаружен в триасе ряд пластов и прослоев красно-бурых и буровато-красных песчаных глин с конкрециями известняка.

В верхней глинистой толще среднего триаса содержатся остатки харовых водорослей. Оогонии их установлены Е. И. Соколовой на Краснооскольском куполе в разрезе по р. Бахтыну и в скважинах, пробуренных на Новомечебиловской и Торской структурах (работы А. К. Курилика и Л. М. Ярченко, определение Л. Я. Сайдаковского). Оогонии харовых водорослей, обнаруженные в триасе Краснопольского купола, имеют типичный мезозойский облик; они состоят обычно из 5 спиралей, изгибающихся влево. Этим они отличаются от палеозойских трохилосок, которые завиваются вправо и притом содержат меньшее количество клеток.

По данным Е. И. Соколовой, в разрезах у Серебрянки глинистые породы нижнего и среднего триаса содержат много полевых шпатов и хлорита (в легкой фракции), эпидота (13—30%), небольшое количество сфена. Только в породах этого разреза встречен цоизит. Брукит содержится в небольших количествах, но встречается часто, присутствуют апатит и иногда барит. Есть известковистые породы. В разрезе у с. Белогорского по р. Жеребцу в породах много полевых шпатов, наибольшее количество эпидота (53—62%) и вместе с тем очень мало циркона и остальных минералов (кроме рудных).

В породах разреза р. Бахтын полевых шпатов мало. В тяжелой фракции отсутствует эпидот, но увеличивается содержание граната (7—34%), турмалина (0,5—17%); апатит присутствует в таких же количествах, как в разрезах у Серебрянки (8,5%), появляется в небольших количествах роговая обманка. В породах же разрезов у с. Христище очень много граната, особенно в нижних горизонтах (82%), барит встречается в наибольших количествах по сравнению со всеми остальными разрезами, эпидота очень мало (0,9—1,7%), сфена — следы.

Отложения среднего триаса обычно сильно дислоцированы, углы падения их достигают 30°. Мощность серебрянской свиты 150—230 м (Петровский купол, Волвенково, Шебелинка Лисичанский район).

Верхний триас (кейпер). Стратиграфически выше и трансгрессивно по отношению к среднетриасовым отложениям залегают осадки кейпера. Толща эта представлена в нижней половине грубокластическим песчано-галечниковым комплексом мощностью 5—20 м, в верхней части серыми, лилово-серыми и желтыми, плотными, нередко песчанстыми глинами с тонкими прослойками угля и с обильной флорой (с. Малая Гаражевка).

Разрезы кейпера наблюдаются по правому склону р. Береки, между сс. Семеновкой и Секретаровкой, ниже с. Большая Камышеваха, у сс. Гаражевки, Мечебилово и Красного Оскола. Кроме того, эти осадки вскрыты скв. № 8 Украинского геологического управления в г. Красный Лиман.

Разрез отложений кейпера можно наблюдать в обнажениях к северу от с. Семеновки. Здесь, в одном из овражков правого склона р. Береки, имеется большой карьер по добыче гравия. Гравелистые песчаники с линзами галечников, наблюдающиеся на правом склоне р. Береки (с. Семеновка), залегают на сургучно-красных и фиолетово-красных глинах среднего триаса.

В районе с. Малая Гаражевка в основании верхнего триаса имеется горизонт желтых и серых грубозернистых песчаников мощностью около 8 м. Выше песчаников следует горизонт плотных слюдястых глин и глинистых сланцев лилово-серого и серого цвета мощностью около 15 м. В средней части горизонта глин и сланцев обнаружена обильная, отлично сохранившаяся флора верхнего триаса (определение В. Д. Принады): *Thinnfeldia iziumensis* Pryn., *Th. donetziana* Pryn., *Th. rugosa* Pryn., *Th. reticulata* Pryn. *Cycadocarpidium tricarpum* Pryn., *Podozamites angustifolius* (Schenk.), *Miasia acutifolia* Pryn., *M. latifolia* Pryn., *Pityophyllum angustifolium* Nath., *Cladophlebis donetziana* Pryn., *Xylomites asteriformis* F. Braun., *X. zamiae* Goepf., *Lepidopteris ottonts* (Goepf.), *Perinosporites* sp., *Squama* sp., *Dictyophyllum* sp., *Antevsta Arberi* (Nath.) Heer., *Crematosaccus* sp., *Pityocladus* sp.

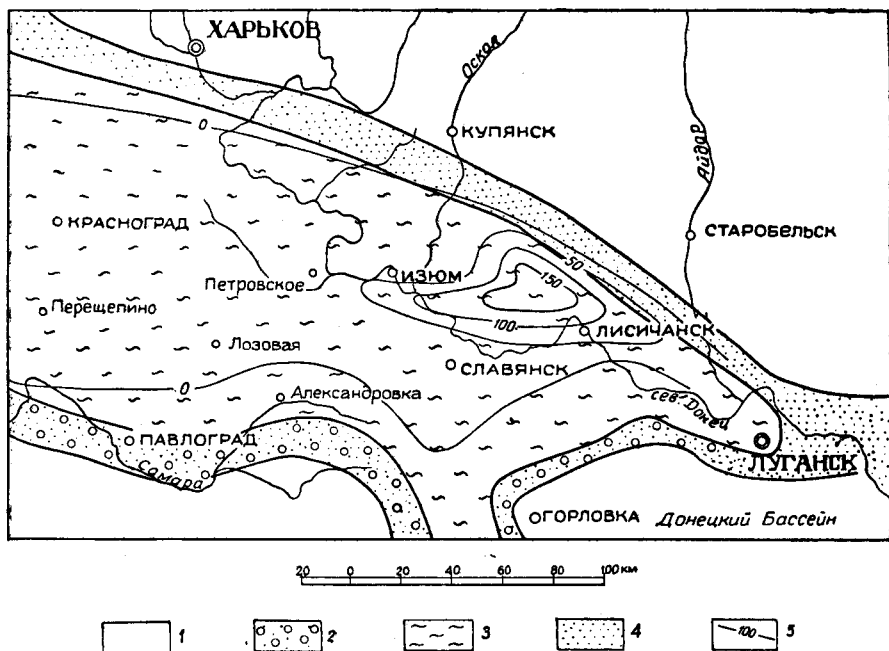


Рис. 60. Схема распространения различных типов триасовых отложений

1—области размыва; 2—конгломераты, галечники и песчаники с подчиненными пачками пестроцветных глин (продольно-элювиальные отложения); 3—районы развития полного цикла среднетриасовых отложений: внизу—разнозернистые песчаники (аллювиального происхождения), в средней части—чередование песчаников и красноцветных глин, в верхней части—красноцветные глины; 4—чередование песчаников и красноцветных глин; 5—изопахиты верхнетриасовых отложений

Отложения кейпера образуют один цикл осадконакопления. Нижняя часть их складывается из грубозернистых песчаников и конгломератов, верхняя — глинами. Эти осадки залегают с небольшим (2°) угловым несогласием на среднем триасе и к сводам палеозойских куполов значительно уменьшаются в мощности. Последнее замечание относится не только к кейперу, но и к вышележащей толще юрских отложений. Мощность верхнетриасовых отложений обычно составляет 14—20 м; значительная мощность их, достигающая 150—160 м, констатирована на Торско-Терновской площади.

Фаза предверхнетриасовой складчатости относится к числу первых волн альпийского диастрофизма. Продолжавшийся подъем палеозойских куполов — Волвенковского, Новомечевилковского и др. сопровождается смещением зоны мощного накопления мезозойских осадков.

в межкупольные пространства. Характеристика состава триасовых отложений на различных площадях приводится в табл. 110.

С началом триасового периода в Донецком прогибе наблюдается резкая смена палеогеографических условий, связанная с предтриасовой (пфальцской) фазой складчатости. Очертания древнего рельефа, созданного пфальцской фазой, можно наметить лишь крайне схематично. В результате этих движений продолжает формироваться Донецкий кряж, испытывают значительное поднятие такие устойчивые положительные тектонические регионы, как Украинский и Воронежский кристаллические массивы; на периферии Донбасса и в Днепровско-Донецкой впадине устанавливаются континентальные условия.

В течение нижнего триаса происходит энергичное формирование овражно-балочной системы. Среди осадков этого возраста преобладают пролювиальные и пролювиально-делювиальные образования. Перед началом среднего триаса происходят интенсивные колебательные движения, наблюдается опускание отдельных площадей западных окраин Донбасса и начинается формирование речных систем.

В разрезе нижней части среднего триаса основную роль играют песчаники. Согласно исследованиям Е. И. Соколовой, песчаники эти относятся по преимуществу к числу аллювиальных образований. Характерной особенностью пестрых песчаных глин среднего триаса является наличие в них журавчиков, что может указывать на их эоловое происхождение и близкое генетическое сходство с лёссовидными суглинками четвертичного периода. Распределение различных типов осадков триаса показано на рис. 60.

В начале триасового периода происходит миграция геосинклинального режима за пределы Донецкого прогиба в Крымско-Кавказскую геосинклинальную область.

Образовавшиеся на окраинах Донбасса и в Днепровско-Донецкой впадине реки несли свои воды в пределы альпийской геосинклинальной области юга СССР. Климат триасового периода был резко континентальный, с меняющейся влажностью. Особенно сухим был климат в конце среднего триаса.

Из полезных ископаемых, встречающихся в триасовых отложениях, наибольшее практическое значение имеют рыхлые песчаники в подошве кейпера, используемые как балластный материал (в. Семеновка); некоторые прослой пестрых глин серебрянской свиты разрабатывались в качестве красочного сырья (с. Петровское). На Шебелинке триасовые отложения содержат газ.

ЮРА

Введение

Юрские отложения на территории УССР обнажаются редко. Выходы их известны только по северо-западной окраине Донбасса, в районе каневских дислокаций и в небольшом числе пунктов по р. Днестру и левым его притокам. Вместе с тем юрские отложения играют весьма существенную роль в строении всех крупных депрессий на территории УССР. Буровые скважины вскрыли юру в восточной и центральной части Днепровско-Донецкой впадины; при поисково-разведочном бурении на уголь юра была обнаружена в ряде пунктов Львовско-Люблинской мульды и, наконец, в последние годы оказалось, что она развита и в молдавской части Причерноморской впадины, выполняя там наиболее глубокие участки депрессии. Полные разрезы юрских отложений имеются в западной части Донецкого бассейна. Здесь эти разрезы начинаются с лейаса и

Параллелизация триасовых отложений северо-западных окраин Донбасса

Отделы	Петровский купол	Корульская и Новоселовская структуры	Краснооскольское поднятие	Бахмутская котловина
Нижний (?)	Переслаивание желтых песчаников, содержащих катуны глин с пестроцветными глинами. Мощность до 60 м	Переслаивание желтых и яично-желтых песчаников, содержащих катуны глин с пестроцветными песчанистыми глинами, в которых встречены включения гравия и гальки	Песчаники бурые и желтые, мелкозернистые, с катунами глин и прослоями пестрых глин. Мощность 20 м	Скопления плохо окатанного щебня, сцементированного в конгломераты. Мощность до 100 м
Средний	В нижней части мощный горизонт до (60 м) разнозернистых, каолинистых песчаников с прослоями пестрых глин и белого, сахаровидного известняка. В верхней части пестрые глины, с пластами белесоватых, каолинистых песчаников. Мощность 150 м	Песчаники светлые, разнозернистые, каолинистые, косослоистые, с прослоями и пачками пестрых глин; последние содержат журавчики. Мощность около 200 м	Внизу чередование белесоватых каолинистых песчаников с пестрыми глинами, вверху — пестрые глины (с журавчиками), содержащие пласт песчаников. Мощность около 200 м	Чередование мощных горизонтов белесых каолинистых песчаников и песков с пачками красных глин. Мощность 180 м
Верхний	Внизу галечник и песчаник мощностью 5—15 м; в верхней части глины лилово-серые, желтые и пестрые мощностью до 15 м	Глины пестроцветные, жирные, иногда песчанистые, с прослоями песчаника и песка. Мощность 80 м	Желто-серые и белесоватые плотные глины с базальным галечником в подошве. Мощность 15—18 м	Отсутствуют

заканчиваются верхней юрой. В западной части Днепровско-Донецкой впадины разрез менее полон: так, в Каневе присутствуют только бат и келловей. В более глубоких областях впадины здесь вскрыты кимериджский, оксфордский, келловейский, батский и байосский ярусы, подстилающиеся осадками триаса.

Воды юрского моря на территорию Украины проникли впервые в лейасе; по-видимому, сначала море захватило Причерноморскую впадину, а с начала верхнего лейаса стало распространяться в Днепровско-Донецкой впадине. Максимальное развитие ниже-среднеюрской трансгрессии приходится на батское время, когда почти вся Днепровско-Донецкая впадина оказалась под водой. В конце бата имело место некоторое отступление моря, а затем последовала верхнеюрская трансгрессия, во время которой, помимо указанных ранее районов, под водой оказалась территория Львовско-Люблинской мульды. Юрское море покинуло территорию УССР в титоне и тогда почти повсеместно установился континентальный режим.

Юрские отложения Днепровско-Донецкой впадины

Юрские отложения Днепровско-Донецкой впадины изучены пока сравнительно слабо. Это объясняется прежде всего тем, что в естественных обнажениях они наблюдаются только на очень ограниченной площади в районе каневских дислокаций. На остальной же территории изучение юрских осадков стало возможным только в последние годы при производстве значительных по объему буровых работ в связи с поисками нефти и угля.

Присутствие юрских отложений в Днепровско-Донецкой впадине впервые было палеонтологически доказано К. М. Феофилактовым (18516). Он отнес серые глины и буровато-серые мергелистые песчаники, обнажающиеся в районе каневских дислокаций, к оксфорду. Н. Д. Борисяк (1867а, 1867б) изучил керн известной Перещепинской скважины и пришел к выводу, что породы, вскрытые этой скважиной в интервале 134,8—190 м, являются юрскими образованиями.

С этого времени стало общепринятым относить к юрским отложениям все песчано-глинистые осадки, вскрывавшиеся буровыми скважинами в Днепровско-Донецкой впадине под верхнемеловыми слоями.

А. Д. Карицкий (1890) тщательно изучил окаменелости из юрских отложений района каневских дислокаций и уточнил их возраст. Верхние слои с *Cadoceras elatmae* Nikitin и *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. он отнес к нижнему келловею, а нижележащие, немые в палеонтологическом отношении слои, — условно к бату.

К. А. Цитович (1928) после обработки коллекций фауны, собранных при трехверстной съемке района каневских дислокаций, пришла к выводу, что в этом районе, кроме нижнекелловейских, присутствуют и среднекелловейские слои, содержащие обильные скопления *Keplerites gowertanus* Sow. и *Quenstedticeras henrici* Douw. nov. var. *Tractemirovensis* Tsit. n. sp.

Очень важные данные для выяснения стратиграфии юрских отложений Днепровско-Донецкой впадины были получены в результате бурения скважин в сс. Перещепино, Александровке и на ст. Варваровке. В этих скважинах на основании изучения юрских окаменелостей К. А. Цитович, Л. Е. Наливайко и другими палеонтологами (Лунгерсгаузен, 1943; Савенко, 1936а) были выделены: оксфордский, келловейский, батский, байосский и ааленский ярусы (верхний аален). Таким образом, в Днепровско-Донецкой впадине были установлены отложения верхней и средней юры, однако все эти данные относились только к узкой полосе юго-

западного склона впадины. Данные о юрских отложениях всей остальной части впадины почти полностью отсутствовали.

Первые достоверные указания о юрских отложениях центральных областей Днепровско-Донецкой впадины находим в работах Л. Г. Дайн (1939), выделившей после изучения микрофауны в Роменских и Глинских глубоких скважинах верхний и нижний оксфорд, а также верхний и нижний келловей.

Вслед за этим очень важные данные о юрских отложениях всей впадины были получены в результате изучения сотрудниками Института геологических наук Академии наук УССР большого материала «генерального профиля» (Путивль—Смелое—Ромны—Глинск—Колайдинцы—Лубны—Райозеро), а также по многим другим скважинам, заложенным в разных районах впадины. В результате изучения фауны (Шульга, 1948, Ямниченко, 1950) и микрофауны (Каптаренко-Черноусова, 1954) были выделены все три отдела юры в составе следующих ярусов: тоарский, ааленский (верхний и нижний), байосский, батский, келловейский, оксфордский и кимериджский. В основании юрских отложений впадины в районах, близких к северо-западным окраинам Донбасса, отмечено залегание континентальных песчано-гравелистых и глинистых осадков с растительными остатками и прослоями бурового угля, которые могут быть сопоставлены с новорайской и протопивской свитами (верхний триас-средний лейас) Г. Ф. Лунгерсгаузена (1942б).

Бурением установлено, что на большей части площади Днепровско-Донецкой впадины юрские отложения покрыты песчано-глинистыми породами с обуглившимися растительными остатками, переслаивающимися с красновато-бурыми глинами. До недавнего времени эти породы относили к юрским отложениям, а содержащийся в них водоносный горизонт называли «юрским водоносным горизонтом» (В. И. Луцицкий и др.). В последнее время в подошве и кровле этих пород О. К. Каптаренко-Черноусова обнаружила остатки фораминифер, позволившие ей заключить, что эти породы моложе юрских отложений и являются, по-видимому, нижнемеловыми образованиями.

Граница юрских отложений с подстилающими их триасовыми пока не совсем ясна; условно она проводится по поверхности пестроцветных глин, относимых к триасу. Наличие отложений тоарского и ааленского ярусов достоверно известно пока только в тех районах впадины, которые прилегают к северо-западным окраинам Донбасса; не исключена, однако, возможность того, что эти осадки впоследствии будут вскрыты бурением и в центральной части впадины, хотя и в иных фациях.

Что же касается северо-восточного борта впадины, то там при общем сокращении мощности и увеличении песчаности юрских осадков трудно ожидать присутствия пород древнее байосских.

Требуется дополнительное палеонтологическое изучение вышележащих морских образований, отнесенных пока условно к отложениям тоарского яруса. В них еще не найдено характерных аммонитов; многочисленные же остатки пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, а также ракообразных и других групп морских организмов представлены в значительной части или новыми видами, или видами, широко распространенными и в других ярусах.

Континентальные осадки, залегающие в основании юрской толщи, представлены белесоватыми, светло-серыми, разнородными песками, рыхлыми песчаниками и реже галечниками, переслаивающимися с серыми и светло-серыми глинами и алевролитами, которые содержат множество обуглившихся растительных остатков; среди них нередки также слои и

линзы бурого угля. Мощность этих осадков в бассейне верхнего течения р. Самары колеблется от 45 до 85 м, в районе ст. Варваровки — не превышает 30 м, а в скважинах, пробуренных в окрестностях с. Нехворощи, они отсутствуют совсем. Таким образом, намечается выклинивание их в северо-западном направлении и есть основание полагать, что эти осадки распространены на сравнительно небольших участках впадины, прилегающих к северо-западным окраинам Донбасса.

Отложения тоарского яруса более или менее достоверно известны пока только в бассейне верхнего течения р. Самары, где они вскрыты целым рядом скважин и залегают ниже палеонтологически охарактеризованных слоев нижнего аалена и выше континентальной толщи, возраст которой определяется как верхний триас — средний лейас. Представлены они преимущественно серыми и темно-серыми песчанистыми глинами, в верхней части с несколькими тонкими прослойками зеленого детритусового известняка, а в остальной части с более мощными прослойками темно-серого глинистого песчаника. К подошве этой толщи приурочена очень характерная пачка тонкосланцеватых светло-зелено-вато-серых глин и белесоватых алевролитов, по плоскостям наслоения которых наблюдаются скопления *Estheria* sp., *Lingula* sp., *Orbiculoidea* sp. чешуи рыб и другие остатки.

В вышележащих слоях обнаружен следующий комплекс фауны: *Tornatella torulosa* Quenst., *T. opalina* Quenst., *Cucullaea* cf. *inaequivalvis* Goldf., *Alaria* aff. *subpunctata* Münst., *Turritella opalina* Quenst., *Leda* cf. *acuminata* Goldf., *Nucula* aff. *hausmanni* Roem., *Chemnitzia* aff. *amalthae* Quenst., *Procerithium* aff. *opalinum* Quenst., *P.* aff. *echinatum* Buch., *Fusus* cf. *minutus* Roem., *Nucula eudorae* d'Orb., *N.* (?) *circuliformis* Boriss., *Lucina* aff. *corpulenta* Pcelincev, *Holcobelus* cf. *blainvillet* (Voltz), *Leda subovalis* Goldf., *Pleuromya* cf. *goldfussi* Rollier.

Первые шесть форм являются наиболее обычными для тоарского яруса, остальные же характерны для аалена, среднего лейаса или даже байоса. В целом этот комплекс форм свидетельствует скорее всего о тоарском возрасте пород. Комплекс фораминифер для отложений тоарского яруса не выделен; здесь отмечено присутствие только *Ammodiscus* aff. *jurassicus* Haeusler, *Haplophragmoides* sp., которые являются обычными и в средней юре. В центральных областях Днепровско-Донецкой впадины морские отложения тоарского яруса, по всей вероятности, отсутствуют. В Глинской и Райозерской скважинах, ниже морских батских слоев, обнаружены мощные слои песчано-глинистых пород с растительными остатками. Эти породы условно можно рассматривать как континентальные образования тоарского, ааленского и байосского времени.

Таким образом, накопленные к настоящему времени данные приводят к заключению, что морской бассейн тоарского времени занимал только северо-западные окраины Донбасса и юго-восточный угол Днепровско-Донецкой впадины. Северо-западные берега тоарского моря, по-видимому, не достигали района г. Полтавы. Мощность этих осадков в верховье р. Самары достигает 80 м.

Присутствие отложений ааленского яруса, так же как и тоарского, палеонтологически пока доказано только для юго-восточного угла впадины; здесь они вскрыты целым рядом скважин в верховье р. Самары и южнее ст. Лозовая (ст. Варваровка, с. Криштоповка). Они содержат обильные остатки характерных окаменелостей, в связи с чем среди них четко выделяются нижне- и верхнеааленские отложения. Нижнеааленские слои представлены темно-серыми и серыми, нередко песчаными глинами, заключающими тонкие прослойки темно-зеленого детритусового

известняка. Мощность этих отложений, по-видимому, не превышает 20—30 м. Наиболее обильные скопления фауны в них наблюдаются в прослоях известняков, причем аммониты приурочены именно к этим прослоям.

Верхнеааленские отложения представлены совершенно аналогичными породами; отличие заключается только в том, что они более песчанистые и переслаиваются с глинистыми песчаниками; прослойки известняков среди них встречаются очень редко. Мощность верхнеааленских пород достигает 20—30 м.

Наличие среди окаменелостей руководящих аммонитов позволяет выделить в составе нижнего аалена зону *Lioceras opalinum* и в составе верхнего аалена — зону *Ludwigia murchisonae*. В целом расчленение и фаунистическая характеристика отложений аалена представлены в табл. III.

Таблица III
Фаунистическая характеристика отложений аалена

Ярус	Подъярус	Зоны	Название форм	Литологический состав пород
Ааленский	Верхний (J ₂ ^{al})	<i>Ludwigia murchisonae</i>	<i>Ludwigia murchisonae</i> Sow., <i>Corbula obscura</i> Sow., <i>Astarte pulla</i> Roem., <i>A. voltzi</i> Ziet., <i>Pecten (Variammissium) pumilus</i> Lam., <i>Mytiloides</i> cf. <i>amygdaloides</i> (Goldf.), <i>Pleuromya</i> aff. <i>goldfussi</i> Rollier и др.	Глины темно-серые и синевато-серые, песчанистые, с прослойками глинистого песчаника и редкими тонкими прослойками известняка (20—30 м)
	Нижний (J ₁ ^{al})	<i>Lioceras opalinum</i>	<i>Lioceras opalinum</i> Rein., <i>Astarte aalensis</i> Beneske, <i>A. voltzi</i> Ziet., <i>Pecten (Variammissium) personatum</i> (Ziet.), <i>Corbula obscura</i> Sow., <i>Trigonia (Clavotrigonia) conjugensis</i> Phill., <i>T. (Clavotrigonia)</i> aff. <i>producta</i> Lycett, и многие другие	Темно-серые глины с тонкими прослойками темно-зеленого шамозитового, детритусового известняка (20—30 м)

Наряду с макрофауной, в толще ааленских отложений наблюдается богатый комплекс фораминифер, среди которых насчитывается до 25 видов. Характерными являются следующие формы: *Cristellaria d'Orbigny* Roem., известная для верхов лейаса и низов доггера, *Cristellaria inconstans* Schwag., распространенная в нижнем и среднем доггере, *Vaginulina hechti* Wartenst., известная для аалена. Кроме того, здесь встречаются виды фораминифер более широкого вертикального распространения: *Cristellaria minuta* Born., *Cr. cordiformis* Terq., *Cr. filosa* Terq., *Cr. crepidula* F. et M., *Cr. subalata* Reuss, *Cr. prima* d'Orb., *Cr. dainae* Kos., *Dentalina communis* d'Orb., *Vaginulina flabelloides* (Terq.), *Fronicularia spissa* Terq., *Flabellina obliqua* Terq., *Eoguttulina oolithica* (Terq.), *Discorbis* sp. а также остракоды, микроскопические раковинки моллюсков, членики голотурий и пр.

Отложения байосского яруса очень широко распространены на территории Днепровско-Донецкой впадины. Лучше всего эти осадки изучены в юго-восточном углу впадины, где они вскрыты многочисленными скважинами. Остатки фауны были получены из Перещепин-

ской, Варваровской и Александровской скважин, а также из целого ряда скважин, пробуренных в бассейне верхнего течения р. Самары. Отдельные образцы с фауной были получены из Шебелинской, Райозерской, Глинской, Путивльской и других скважин. Как далеко на северо-запад от линии генерального профиля (Путивль — Райозеро) протягиваются эти осадки, сказать трудно, так как этот район впадины пока глубоким бурением не охвачен. На юге Белорусской ССР, где пробурены Кореневская и Давыдовская (Домановичская) роторные скважины, байосские отложения представлены, по-видимому, континентальными песчано-глинистыми породами, содержащими растительные остатки.

Многочисленные находки фауны позволяют расчленить толщу байоса на нижний и верхний подъярусы, а последние в свою очередь на зоны. Осадки нижнего байоса представлены серией сине-серых и темно-серых, песчаных глин, переслаивающихся с алевролитом и песчаником. В толще верхнего байоса песчаные прослойки и алевролиты встречаются сравнительно редко. Вся толща состоит преимущественно из синевато-серых и темно-серых глин, содержащих прослойки темно-серых, весьма плотных, зачастую окремнелых известняков. В верховьях р. Самары мощность толщи нижнего байоса достигает 60—72 м, а для верхнего байоса, по-видимому, еще больше. Определить мощность этих осадков в центральных областях впадины пока не удалось в связи с тем, что здесь из скважин отбирались только единичные образцы, по которым границы между ярусами определить нельзя.

Расчленение и состав фауны байоса отражены в табл. 112.

Микрофауна байосских отложений Днепровско-Донецкой впадины в настоящее время изучена еще очень слабо. К наиболее характерным формам относятся следующие: *Cristellaria* ex gr. *mironovi* Dain, *Cr. varians* Bog. var. *volganica* Dain, *Cr.* ex gr. *semitinvoluta*, Terq.

Отложения батского яруса изучены в Днепровско-Донецкой впадине также еще очень мало. Достоверно они установлены только в пределах юго-западного борта впадины; в центральной же части и на северо-восточном склоне присутствие их можно только предполагать. Это объясняется тем, что они представлены в значительной части континентальными разностями, не содержащими палеонтологических остатков; кроме того, в пробуренных скважинах обычно из юрской толщи отбирались только единичные образцы и в ряде случаев батские отложения были просто пропущены.

Батскому ярусу свойственны и морские и континентальные осадки, установленные бурением в сс. Перещепино, Александровка, Шебелинка, к северу от Лозовой, многими скважинами в районе с. Нехворощи и в районе г. Золотоноши. Кроме того, выходы их известны в районе каневских дислокаций.

Морские осадки слагают нижнюю часть толщи. Представлены они сине-серыми и темно-серыми глинами с прослойками известняка. По внешним признакам эти породы почти ничем не отличаются от нижележащих верхнебайосских отложений и могут быть отделены от них только по фауне. В районе сс. Александровки, Перещепино и Нехворощи мощность батских морских отложений достигает 60—80 м, причем здесь они содержат большое количество окаменелых остатков аммонитов и пластинчатожаберных моллюсков. Из аммонитов здесь встречены: *Pseudocosmoceras michalskii* Bog. var. *Ps. masarovi* Moug. var. *Ps.*, которые характеризуют, как это показывают наблюдения на северо-западных окраинах Донбасса, две самостоятельные зоны.

Выше залегает толща пород, состоящих из серых или зеленовато-серых песчаников, переслаивающихся с пепельно-серыми глинами. В этих

Фаунистическая характеристика отложений байоса

Ярус	Поль-ярус	Зоны	Название форм	Литологический состав пород
Байосский	Верхний (J ₁ bs ₂)	<i>Parkinsonia doneziana</i>	<i>Parkinsonia doneziana</i> Boriss., <i>P. cf. subarietis</i> Wetz., <i>Pseudomonotis doneziana</i> Boriss., <i>Astarte pulla</i> Roem., <i>Nucula variabilis</i> Sow., <i>Modiola cf. gibbosa</i> Sow.	Глины сине-серые и темно-серые с редкими прослойками глинистых песчаников и темно-серых окремнелых известняков (мощность свыше 70 м в верховьях р. Самары)
		<i>Garantia garanti</i>	<i>Garantia garanti</i> d'Orb., <i>Strenoceras niortense</i> d'Orb., <i>Spiroceras cf. bifurcatum</i> Quenst., <i>Pseudomonotis doneziana</i> Boriss., <i>Astarte pulla</i> Roem., <i>A. depressa</i> Goldf., <i>A. voltzi</i> Ziet., <i>Macrodon verevkinense</i> Boriss., <i>Pecten (Campnectes) *lens</i> Sow., <i>P. (Entolium) ivanovi</i> (Pcel.), <i>Nucula calliope</i> d'Orb., <i>N. (?) subovalis</i> Goldf., <i>Goniomya duboisi</i> Agass.	
	Нижний (J ₂ b ₁)	<i>Stephanoceras humphriesianum</i>	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> Sow., <i>Emileia</i> sp. (cf. <i>gervillei</i> Sow.), <i>Sphaeroceras</i> sp. (cf. <i>polischides</i> Waagen), <i>Pseudomonotis doneziana</i> Boriss., <i>Astarte voltzi</i> Ziet., <i>Lima (Plagistoma) aff. duplicata</i> Sow., <i>Macrodon verevkinense</i> Boriss.,	Глины темно- и сине-серые, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками (в верховьях р. Самары мощность 60—70 м)
		<i>Witchellia rossica</i>	<i>Witchellia kamenka</i> Boriss., <i>Witchellia cf. deltafalcata</i> (Quenst.), <i>Pleuromya goldfussi</i> Rollier., <i>Astarte voltri</i> Ziet., <i>A. pulla</i> Roem., <i>Monotis echinata</i> Quenst., <i>Modiola cf. gibbosa</i> Sow.	

породах наблюдается большое количество обуглившихся растительных остатков и весьма редкие экземпляры пелеципод как морского, так, по-видимому, и пресноводного происхождения. Целый ряд признаков, которыми характеризуются эти породы, свидетельствует о их дельтовом происхождении. Об этом говорит характер косой слоистости, наличие на плоскостях напластования знаков ряби и течения, нахождение остатков морских и пресноводных пелеципод, наряду с обильными растительными остатками и прослоями угля. Мощность этих отложений колеблется в районе Александровка—Перещепино—Нехвороща от 35 до 85 м.

В районе каневских дислокаций верхнюю часть отложений батского яруса можно наблюдать в обнажениях. Представлены они сине-серыми глинами, переслаивающимися с серыми тонкослоистыми алевролитами.

В этих породах встречены членики криноидей, остатки фораминифер и ганоидных рыб, свидетельствующие о том, что толща сложена как пресноводными, так и типично морскими образованиями. Аналогичные породы того же возраста были вскрыты скважиной в районе г. Золотоноши. В верхней части их здесь обнаружены обильные остатки морских пелеципод, обычных для нижнего келловея и бата.

Таким образом, можно прийти к заключению, что верхняя часть батских отложений в Днепровско-Донецкой впадине представлена как дельтовыми, континентальными, так и типичными морскими осадками. Интересно отметить, что в восточной части Днепровско-Донецкой впадины и на северо-западных окраинах Донбасса в составе верхней части отложений бата отмечено присутствие туфогенных пород. Эти породы вскрыты многочисленными буровыми скважинами к востоку от меридиана г. Полтавы. Представлены они зеленовато-серыми и серыми, разномерными или мелкозернистыми туфогенными песчаниками, внешне очень мало отличающимися от батских песчаников, развитых в других местах. Но при изучении их под микроскопом установлено, что кластический материал, наряду с обычными компонентами осадочных пород (кварц, глинистое вещество), в значительной части состоит из мелких угловато-округлых и округлых обломков туфогенных пород, отвечающих по кислотности андезитах, зерен роговой обманки и, реже, пластинок биотита. Все эти обломки окаймлены узкой буровой пленкой кремнезема, представленного кварцином и халцедоном.

Кластический материал сцементирован карбонатным магнезиально-железистым цементом; наблюдаются также многочисленные зерна магнетита. Среди песчаников встречаются туфобрекчии, состоящие из крупных обломков туфогенных пород. Последнее обстоятельство подчеркивает, что принос туфогенного материала издали мало вероятен; образование его скорее всего надо связывать с местными извержениями; в дальнейшем накопленный материал переносился течениями.

Песчаники многократно переслаиваются с серой глиной, в которой встречаются растительные остатки и редкие раковины пелеципод. В туфогенном песчанике обнаружены фораминиферы. Мощность туфогенной толщи непостоянна и колеблется от нескольких до 90 м. Максимальные мощности этих образований приурочены к прогибам, располагающимся к северо-востоку от г. Лозовой между грядами куполов. Можно полагать, что извержения происходили по трещинам, возникшим в окраинных зонах впадины во второй половине батского времени. Трещины были вызваны неравномерным прогибанием местности в связи с развитием верхнеюрской трансгрессии моря.

Расчленение отложений батского яруса Днепровско-Донецкой впадины представлено в табл. 113.

Верхнеюрские отложения в Днепровско-Донецкой впадине представлены келловейским, оксфордским и кимериджским ярусами. Кимериджский ярус установлен только в последнее время и фаунистически охарактеризован еще слабо.

Отложения келловейского яруса в Днепровско-Донецкой впадине имеют почти повсеместное распространение, за исключением узкой полосы, протягивающейся вдоль кристаллического массива, где эти осадки размыты в третичное и нижнемеловое время.

В центральной части впадины келловейские отложения представлены довольно однообразной толщей темно-серых, местами песчаных и известковистых глин, содержащих многочисленные остатки головоногих (аммониты, белемниты), пластинчатожаберных и брюхоногих, а также обильные остатки фораминифер, червей, лопатоногих (*Dentalium*),

Фаунистическая характеристика батских пород

Ярус	Зоны	Название форм	Литологический состав пород
Батский		<i>Venus macrocephalli</i> Quenst., <i>Astarte parkinsoni</i> Quenst., <i>Pecten (Entolium) vitreus</i> Roem., <i>Lucina zonaria</i> Quenst., <i>Cuculaea cf. variabilis</i> Sow., <i>Pholadomya cf. rugosa</i> Quenst. Местами растительные остатки	Глины серые и пепельно-серые, плотные, песчаные, слюдяные (до 20 м)
		<i>Pseudomonotis doneziana</i> Boriss., <i>Ferganoconcha sibirica</i> Tchern., <i>F. shabarovi</i> Tchern.	Серые и зеленовато-серые туфогенные песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми глинами (восточнее меридиана г. Полтавы, 20—90 м)
		Фораминиферы: <i>Amodiscus baticus</i> Dain. Растительные остатки: <i>Nilssonina Inouyei</i> Yok., <i>N. orientalis</i> Heer, <i>Cladophlebis haiburnensis</i> (Brongn.), <i>Cl. denticulata</i> (Brongn.), <i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.)	Синевадно-серые глины и алевролиты (западнее меридиана г. Полтавы до 80 м)
	<i>Pseudocosmoceras masarovi</i>	<i>Pseudocosmoceras masarovi</i> Mourach., <i>Pseudomonotis doneziana</i> Boriss.	
	<i>Pseudocosmoceras michalskii</i>	<i>Pseudocosmoceras michalskii</i> Boriss., <i>Pseudomonotis doneziana</i> Boriss., <i>Ps. echinata</i> Sow., <i>Belemnites subabsolutus</i> Nikitin, <i>Pecten (camptonecles) lens</i> Sow.	Синевадно-серые глины (30—85 м)

членики криноидей и остатки других форм, встречающихся преимущественно в открытом море с нормальной соленостью воды.

К окраинам впадины глины постепенно замещаются песчаниками или кремнисто-известковистыми отложениями; это наблюдается в Путивльской скважине, в районе каневских дислокаций и в других пунктах. Одновременно с этим в составе фауны появляется большое количество представителей зарывающихся форм (*Pholadomya*, *Pinna*) толстостенных (*Ostrea*) и других типичных жителей прибрежных зон моря; значительная часть окаменелостей здесь окатана; наряду с фауной, наблюдаются и растительные остатки.

На юго-западном борту впадины между ст. Лозовой и с. Перещепино нижнекекелловейские отложения представлены серыми глинами, переслаивающимися с песками и песчаниками; глины содержат в себе большое количество обуглившихся растительных остатков и редкие линзы бурого угля (лигнита). Эти породы составляют единый комплекс осадков с нижележащими отложениями батского яруса и являются континентальными образованиями.

Изученные к настоящему времени многочисленные остатки макро- и микрофауны позволяют выделить в толще келловей все три подъяруса. Среди аммонитов встречаются многие формы, которые являются руководящими окаменелостями для отдельных зон, но так как в некоторых участках Днепровско-Донецкой впадины пробурено еще мало скважин с отбором керна, по которому можно было бы проверить последовательность зон, то детальная характеристика их затруднена. В табл. 114 представлено расчленение келловей на подъярусы и зоны.

Отложения оксфордского яруса в Днепровско-Донецкой впадине имеют такое же широкое распространение, как и осадки келловейского яруса; они вскрыты многочисленными скважинами в центральной и бортовых ее частях. Отсутствуют они, так же как и келловейские породы, только в узкой полосе вдоль окраины кристаллического массива, где были уничтожены в послелеурское время.

В центральной части впадины оксфордские слои представлены однообразной толщей голубовато-серых, известковистых глин, мощность которых местами значительно превышает 100 м. На северо-восточном склоне впадины и в южной части Белорусской ССР мощность их значительно сокращается (20—30 м) и они замещаются песчано-глинистыми осадками.

По юго-западному склону впадины развиты разнообразные по литологическому составу породы, мощность которых колеблется в широких пределах. На северо-западных окраинах Донбасса, как известно, оксфордские отложения представлены известняками. Известняки протягиваются и дальше в северо-западном направлении в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Крайними точками распространения известняков являются с. Перещепино и с. Шебелинка. Но здесь известняки уже переслаиваются с коричневыми и голубовато-серыми глинами. Еще дальше в том же направлении известняки встречаются в глинах только в виде тонких прослойков. Глины оксфордского яруса, развитые в районе Нехворощи, часто содержат обильные растительные остатки и приобретают темно-серую окраску. Мощность осадков оксфордского яруса юго-западного борта впадины колеблется от 114 м (Рейзерово) до 120 м (Нехвороща).

Многочисленные окаменелости, обнаруженные в слоях оксфордского яруса, позволяют расчленить его на верхний, средний и нижний подъярусы. Среди этих окаменелостей присутствует ряд важных руководящих форм, по которым можно выявить отдельные зоны, но ввиду скудности данных, зональное расчленение пока можно представить только в виде первой приближенной схемы (табл. 115).

Кимериджские отложения в Днепровско-Донецкой впадине установлены только в последнее время и изучены еще очень слабо. Остатки морской фауны в них обнаружены пока в двух скважинах, хотя имеются все основания полагать, что отложения этого яруса широко распространены во впадине. Первая из этих скважин находится в 40 км к юго-востоку от с. Перещепино, а вторая — в Хорольском районе Полтавской области. В обеих скважинах кимериджские отложения залегают под нижнемеловыми образованиями и представлены различными по литологическому составу породами; в первой — светло-серыми, плотными, оолитовыми известняками, а во второй — светло-зелеными, мергелистыми, глауконитовыми песчаниками. Нередко и в тех, и в других породах наблюдаются скопления плохо сохранившихся остатков нериней.

Известняки, вскрытые первой из упомянутых скважин, как по внешнему облику, так и по содержащейся в них фауне тождественны кимериджским неринеевым известнякам северо-западных окраин Донбасса. Подстилаются кимериджские слои отложениями оксфордского яруса,

Фаунистическая характеристика отложений келловеев

Ярус	Подъярус	Зоны	Название форм	Литологический состав пород
Келловейский	Верхний	<i>Quenstedticeras Lamberti</i>	<i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow., <i>Q. henrici</i> Douv., <i>Cosmoceras cf. ornatum</i> Schloth., <i>Gouldia cordata</i> (Trautsch.), <i>Oxytoma inaequalvis</i> var. <i>borealis</i> Boriss., <i>Dicranodonta</i> cf. <i>pectunculoides</i> Trautsch., <i>Lucina</i> aff. <i>fischeriana</i> d'Orb., <i>Reophax metensis</i> Franke, <i>Ammobaculites aequalis</i> (Roem.), <i>Cristellaria subgaleata</i> Wisn., <i>Cr. inflata</i> Wisn., <i>Cr. tumida</i> Mjatl. и др.	Глины темно- и зеленовато-серые, известковистые, мелями окремелыми с пронелых известняков или известковистых песчаников (5—15 м)
	Средний	<i>Erymnoceras coronatum</i>	<i>Erymnoceras coronatum</i> Brug., <i>Cosmoceras castor</i> Rein., <i>Perisphinctes</i> cf. <i>lateralis</i> Waag., <i>Rhynchonella</i> cf. <i>miatschkoviensis</i> Illov., <i>Ammobaculites caprolithiformis</i> Schwag., <i>Cristellaria pseudocrassa</i> Mjatl., <i>Frondicularia spatulata</i> Terq., <i>Epistomina mosquensis</i> Uhlig, <i>Lamarckina rjasanensis</i> (Uhlig.) и др.	То же (до 15 м)
		<i>Cosmoceras jason</i>	<i>Cosmoceras jason</i> Rein., <i>Keplerites gulielmii</i> Sow., <i>Natica (Amauropsis) calypso</i> d'Orb., <i>Amberleya (Eucycylus) obernensis</i> Hudl., <i>Zeileria cadomensis</i> Desl., <i>Cyclothyris arcuata</i> (Rollier), <i>Pecten (Camptonectes) lens</i> Sow., <i>P. (Entolium) demissum</i> Phill., <i>Arca gagnebini</i> Log. и др.	(до 25 м)
	Нижний	<i>Keplerites gowerianus</i>	<i>Keplerites gowerianus</i> Sow., <i>Pecten nalivkini</i> Boriss. et Ivanoff, <i>Oxytoma inaequalvis</i> Sow., <i>O. inaequalvis</i> var. <i>borealis</i> Boriss., <i>Pleuromya bolkhanensis</i> Pcel., <i>Modiola tulipae</i> Lam., <i>Pholadomya ovulum</i> Agass., <i>Arca (Beushausenia) concinna</i> Phill. и др.	Глины и алевролиты темно-серые, сильно песчанистые (до 8 м)
		<i>Cadoceros elotmal</i>	<i>Cadoceros elotmac</i> Nikitin, <i>Macrocepholites macrocepholus</i> Schloth., <i>Perisphinctes obliqueplicatus</i> Naag, <i>Cardioceras (Chamoussetia) chamousetti</i> d'Orb., <i>Pachiteuthis panderi</i> (d'Orb.), <i>Cilindroteuthis beaumontiauis</i> (d'Orb.), <i>Pleuromya bolkhanensis</i> Pcel., <i>Goniomya V-scripta</i> Adass., <i>Pholodomya angustata</i> Sow. и др.	То же (до 18 м)

Таблица 115

Фаунистическая характеристика отложений оксфорда

Ярус	Почт-ярус	Зоны	Название форм	Литологический состав пород
Оксфордский	Верхний	<i>Cardioceras alternans</i>	<i>Cardioceras alternans</i> Buch., <i>C. bauhini</i> Opp., <i>Chemnitzia heddingtonensis</i> Sow., <i>Parallelodon pictum</i> Milasch., <i>P. cf. lutugini</i> Boriss., <i>Astarte quehennensis</i> Lor., <i>Ostrea bruntrutana</i> Thurm., <i>Cristellaria russiensis</i> Mjatl., <i>Cr. attenuata</i> Kübl. et Zw., <i>Cr. münsteri</i> Roem. и др.	Глины голубовато-серые, светло-коричневые, известковые с прослойками известняка и песка (до 175 м)
	Средний	<i>Perisphinctes plicatilis</i>	<i>Perisphinctes plicatilis</i> d'Orb., <i>Turbo cf. buvignieri</i> d'Orb., <i>Parallelodon pictum</i> Milasch., <i>Pecten (Aequipecten) fibrosus</i> Sow., <i>Spirophthalmidium milioliniforme</i> Paalz., <i>Cristellaria russiensis</i> Mjatl., <i>Epistomina uhligi</i> Mjatl., <i>Spirillina kübleri</i> Mjatl. и др.	То же (5—10 м)
	Нижний	<i>Cardioceras cordatum</i>	<i>Cardioceras cordatum</i> Sow., <i>C. cf. nikitinianum</i> Lahus., <i>Procerithium cf. russiense</i> (d'Orb.), <i>Natica plicata</i> Münst., <i>Gryphaea dilatata</i> Sow., <i>Ostrea cf. unguis</i> Meriam., <i>Nucula inconstans</i> Roed., <i>Leda medusa</i> Boriss., <i>Amobaculites haplopharagmoides</i> Furss. et Polj., <i>Spirophthalmidium carinatum</i> Kübl. et Zw., <i>Globulina oolithica</i> Terq. и др.	Глины голубовато-серые, известковые с прослойками известняка (5—15 м)

Кимериджские отложения охарактеризованы перечисленными в табл. 116 формами.

Таблица 116

Фаунистическая характеристика отложений кимериджа

Ярус	Название форм	Литологический состав породы
Кимериджский	<i>Nerinella ursicinensis</i> var. <i>minima</i> (Gur.), <i>Nerinea cf. pyramidalis</i> Goldf., <i>Turbo cf. trautscholdi</i> Nalivk. et Akim., <i>Dicranodonta cf. mneunickensis</i> Boriss., <i>Pecten (Aequipecten) caucasicus</i> Pcelincev, <i>Cyprina (Venelicardia) cf. subconstantini</i> Pcelincev, <i>Spirillina kübleri</i> Mjatl., <i>Turrspirillina amoena</i> Dain	Нериневые, плотные, оолитовые известняки и красно-бурые глины (Шебелинка—Лозовая—Перещепино, 10—20 м). Зеленовато-серые мергелистые глауконитовые песчаники и красно-коричневые глины (остальная часть впадины, 20—90 м)

охарактеризованными фауной. Мощность кимериджских слоев определить сейчас затруднительно, так как в обеих скважинах поверхность их размыта, но во всяком случае она не может быть значительной и находится

в пределах 10—20 м. На северо-западной окраине Донбасса нериневые известняки имеют мощность 1,5—2 м. Выше их залегают буровато-красные глины, переходящие вверх в супеси. Эти глины и супеси также относятся к кимериджу.

История развития Днепровско-Донецкой впадины в юрское время может быть представлена только в самых общих чертах.

В конце триасового времени произошли значительные изменения в палеогеографии Днепровско-Донецкой впадины. Повсеместно прекратилось отложение пестроцветных осадков и вслед за этим в юго-восточном углу впадины начали накапливаться белесоватые песчано-гравелистые слои, перемежающиеся с пластами и линзами глин и алевролитов, содержащих растительные остатки. Этот тип осадков свидетельствует о том, что к концу триасового времени стала постепенно прогибаться юго-восточная часть впадины и северо-западные окраины Донбасса; данный район превратился в прибрежную равнину. Такой режим существовал на протяжении рэта, нижнего и среднего лейаса.

В самом начале верхнего лейаса (рис. 61) море проникает на юго-восточную окраину впадины и северо-западные окраины Донбасса, образуя здесь, по-видимому, полузамкнутый бассейн, связанный с открытым морем Крымско-Кавказской области.

В байосское и нижнебатское время (рис. 62) бассейн расширяет свои границы и захватывает почти всю Днепровско-Донецкую впадину, но во второй половине бата размеры его резко сокращаются и связь с открытым морем ограничивается или даже совсем прекращается на некоторое время.

В начале келловея происходит новая трансгрессия моря: на этот раз оно приходит не с юга, как это было в лейасе, а с севера и захватывает сначала центральные области Днепровско-Донецкой впадины, а затем последовательно продвигается к юго-востоку в сторону северо-западных окраин Донбасса. В келловейское время (рис. 63) море захватывает всю Днепровско-Донецкую впадину и непосредственно связано со Среднерусским, Западно-Европейским и Нижневолжским бассейнами.

В первой половине оксфорда (рис. 64) еще продолжают расширяться границы бассейна и возобновляется его тесная связь с открытым морем Крымско-Кавказской области, наложившая свой резкий отпечаток на распределение фаций в рассматриваемом районе (рис. 65). Влияние теплых вод южного моря Крымско-Кавказской области особенно резко сказалось на территории северо-западных окраин Донбасса и прилегающих участков Днепровско-Донецкой впадины (Шебелинка—Лозовая—Перещепино). Осадки оксфорда и нижней части кимериджа здесь представлены светлыми известняками, содержащими разнообразную теплолюбивую фауну (рифовые кораллы, неринеи, теплолюбивые группы фораминифер, остракод и пр.). К северо-западу и северу от этого района наблюдается резкое изменение фаций; известняки довольно резко сменяются песчано-глинистыми глауконитовыми породами, которые теплолюбивой фауны почти не содержат.

Во второй половине кимериджа море полностью уходит из Днепровско-Донецкой впадины и вся область до конца нижнемеловой эпохи представляет собой сушу.

Юрские отложения Подолии и Волыни

Юрские отложения в естественных обнажениях известны на очень ограниченной площади Подолии, в долине р. Днестра, на участке от устья ручья Зеленого и до с. Городенок, а также по левым притокам

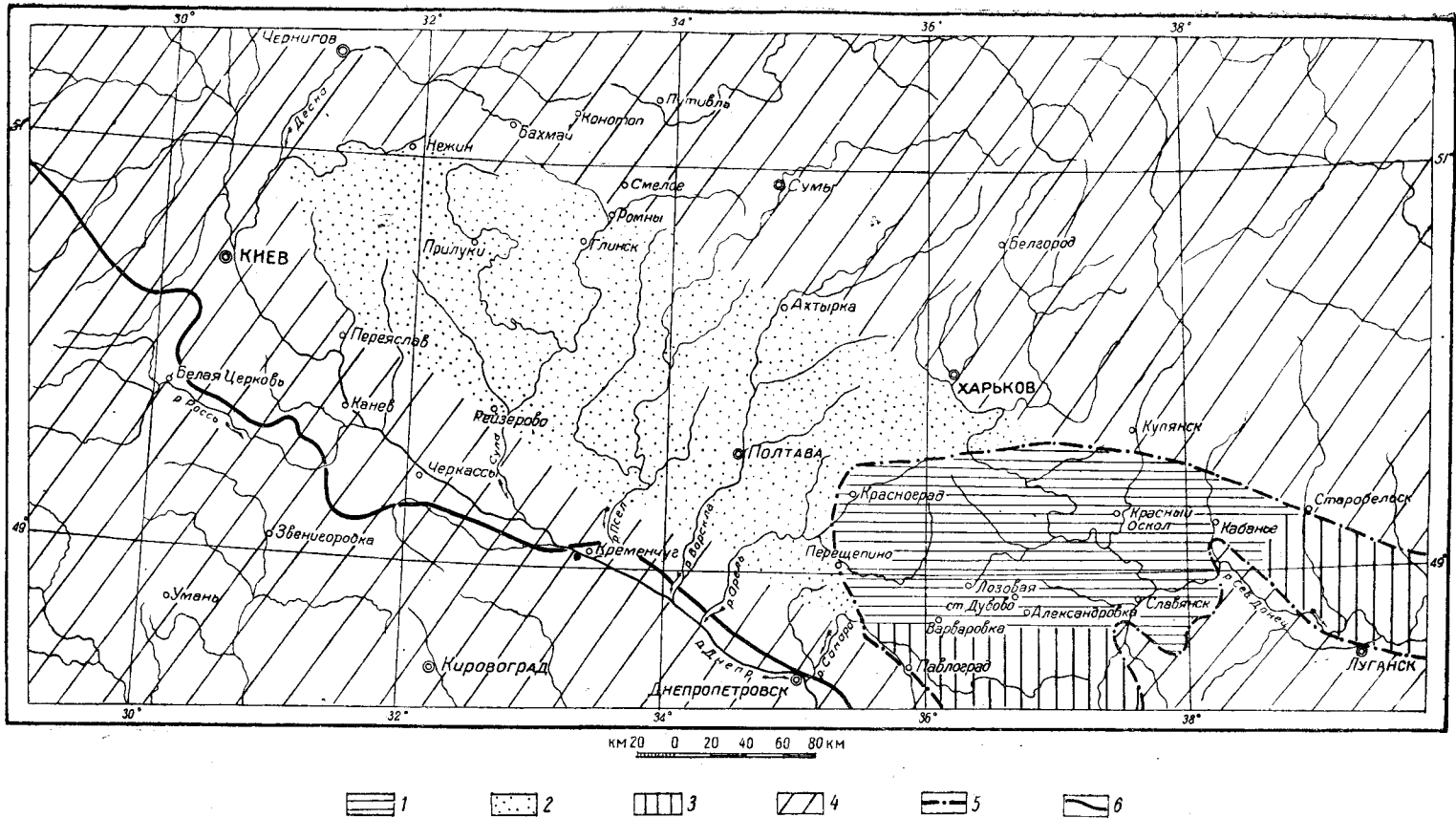
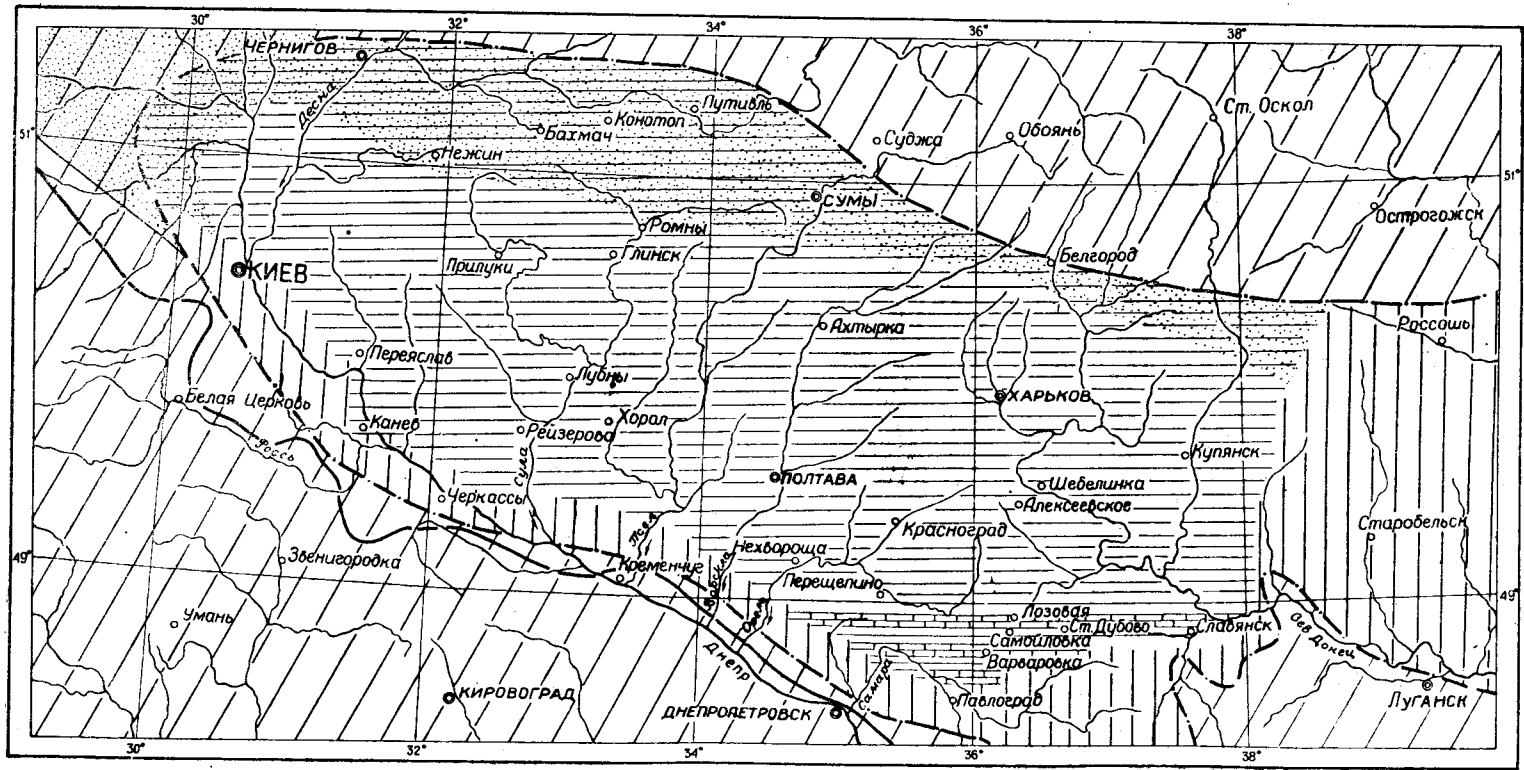


Рис. 61. Фациально-палеогеографическая схема Днепровско-Донецкой впадины в верхнелейасовое время

1—морские песчано-глинистые осадки; 2—область накопления континентальных осадков (пески); 3—области, где верхнелейасовые отложения размыты верхнемеловой и третичной трансгрессиями моря; 4—области размыва (суша); 5—предполагаемая береговая линия моря; 6—граница Украинского кристаллического массива



км 20 0 20 40 60 80 км



Рис. 62. Фацально-палеогеографическая схема Днепровско-Донецкой впадины в нижнемиоценовое и байосское время
 1—глинистые осадки открытого моря; 2—глины с прослоями известняков (осадки открытого моря); 3—песчано-глинистые осадки (прибрежные); 4—области накопления континентальных осадков; 5—участки, где морские осадки размывы верхнемеловой и третичной трансгрессиями моря; 6—суша; 7—предполагаемая береговая линия; 8—граница Украинского кристаллического массива

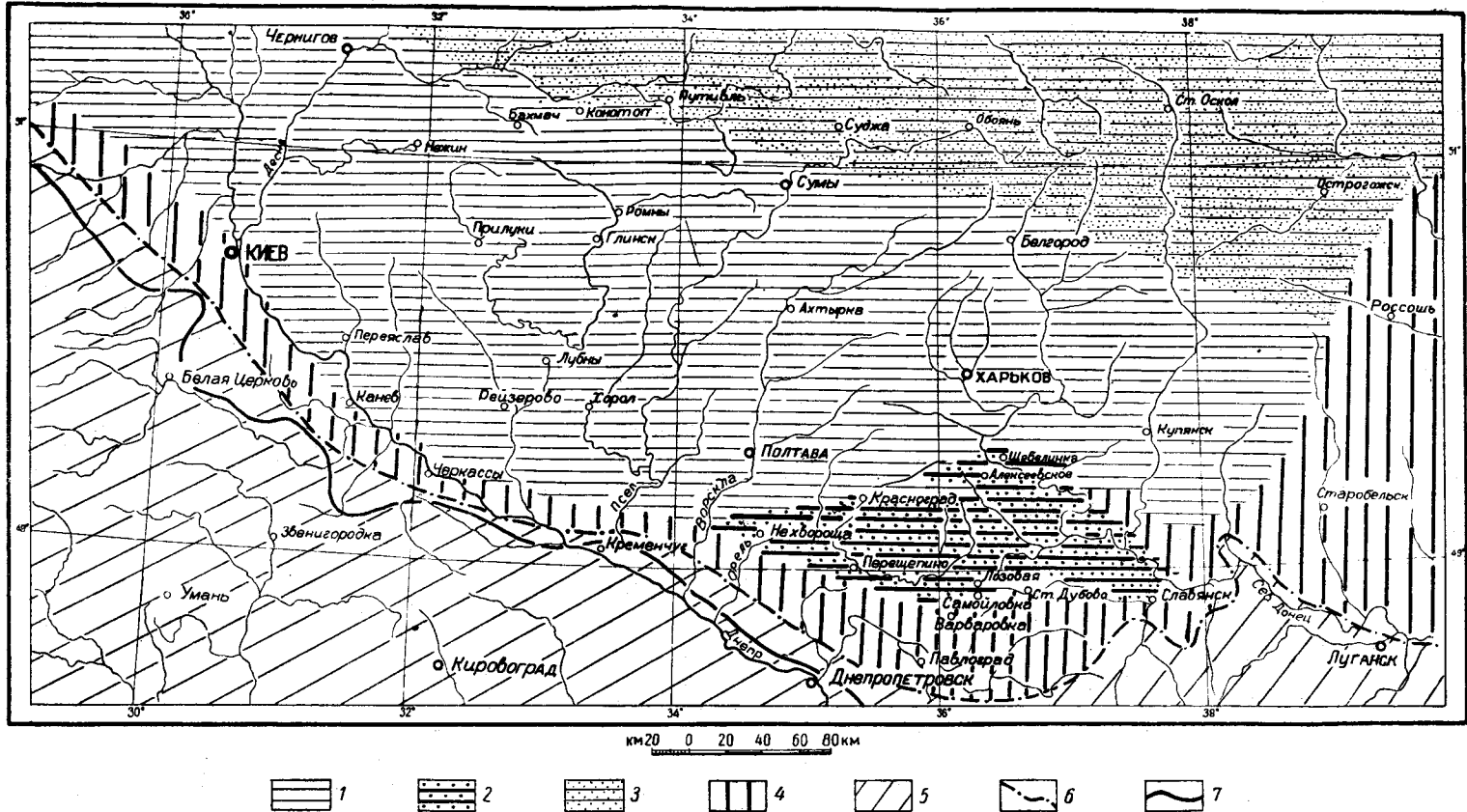


Рис. 63. Фациально-палеогеографическая схема Днепровско-Донецкой впадины в келловейское время

1—глины; 2—песчано-глинистые породы с прослойками угля (дельтовые и континентальные); 3—песчано-глинистые породы (мелководные морские); 4—области, где осадки размывы меловой и третичной трансгрессиями моря; 5—суша; 6—предполагаемая береговая линия; 7—граница Украинского кристаллического массива

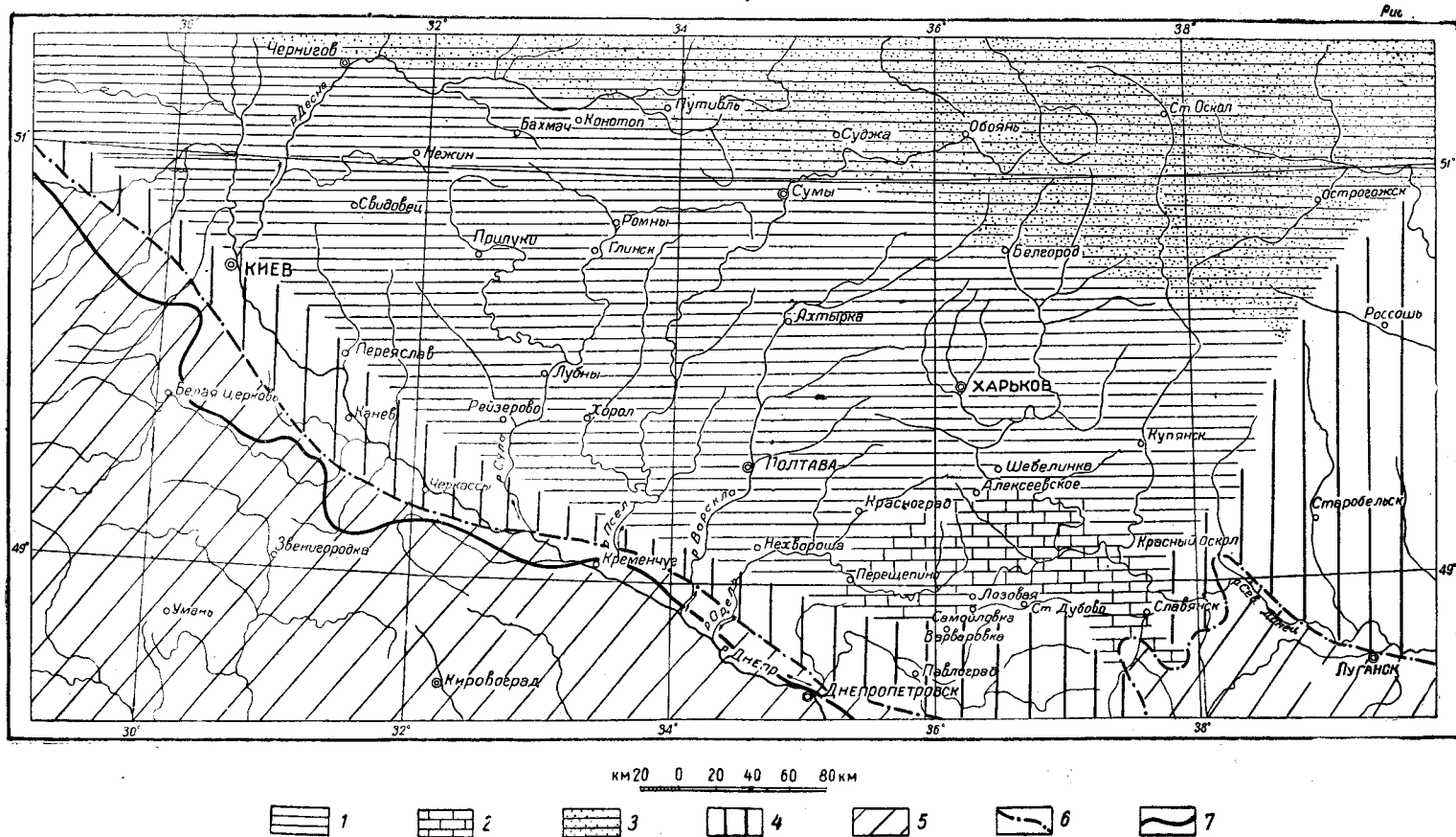


Рис. 64. Фациально-палеогеографическая схема Днепровско-Донецкой впадины в оксфордское время

1—глины; 2—известняки; 3—песчано-глинистые осадки; 4—области, где оксфордские осадки уничтожены меловой и третичной трансгрессиями моря; 5—суша; 6—предполагаемая береговая линия; 7—граница Украинского кристаллического массива

р. Днестра: р. Золотая Липа между сс. Затурчино и Ягорово, у с. Заводовки и по р. Коропцу у сс. Монастеежск и Дубенки. В пределах Львовско-Люблинской мульды и Карпатского краевого прогиба юрские отложения на поверхности не обнажаются, но в последние годы вскрыты рядом скважин (Стрыйской, Раво-Русской и др.).

Судя по скважинам, они отлагались в Львовско-Люблинской мульде на значительной площади между гг. Владимиром-Волынским и Буском, т. е. между 51 и 50° — параллелями северной широты, но в бижне-меловое время были сильно размывы и потому сейчас встречаются не повсеместно.

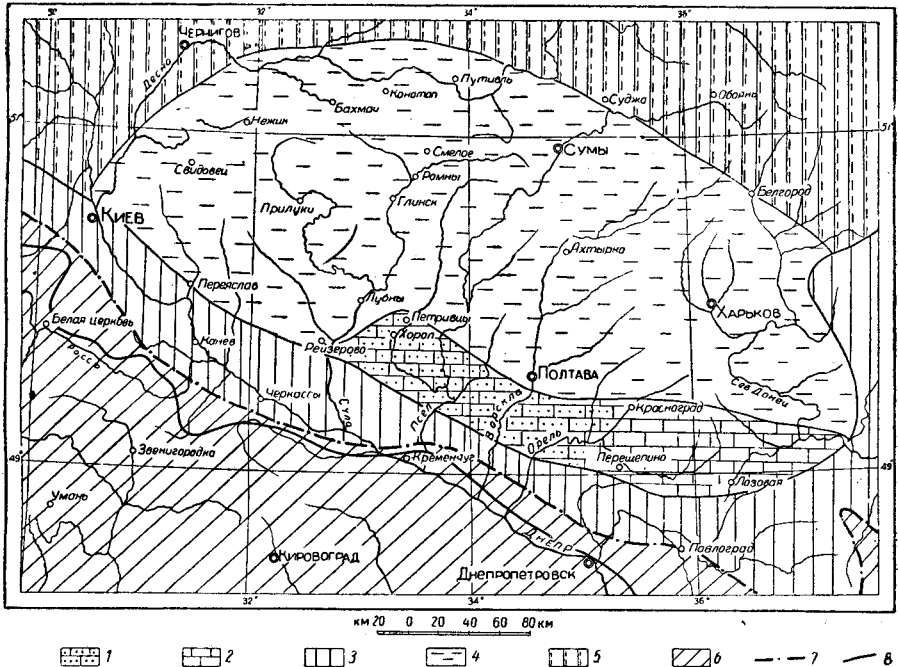


Рис. 65. Фациально-палеогеографическая схема Днепровско-Донецкой впадины в киммериджское время

1—мергелистые песчаники и песчаные мергели; 2—известняки и пестроцветные глины; 3—области, где киммериджские отложения размывы; 4—район предполагаемого распространения морских осадков; 5—области, где киммериджские осадки сохранились от размыва в виде островов; 6—суша; 7—предполагаемая береговая линия; 8—граница Украинского кристаллического массива

В основании юрской свиты в северных частях впадины (район Ковеля) часто встречаются пестрые глины, аргиллиты и алевролиты мощностью 40 — 120 м; возраст их палеонтологически здесь не установлен. Некоторые авторы относят эти глины к пермо-триасу, но более вероятно, что это также юрские отложения, о чем свидетельствует их тесная связь с вышележащими породами, а иногда и переслаивание с угленосными песчано-глинистыми отложениями лейаса. Угленосная фация развита по восточному склону мульды в бассейне р. Западный Буг. В районе с. Порицк скважины вскрыли тонкослоистые серые глины, с прослоями аргиллитов и глинистых, иногда известковистых песчаников, содержащих линзы бурого угля. Мощность углистой фации колеблется от 20 до 30 м, в отдельных впадинах достигает 50 м. В районе г. Соколя на глубине 300 — 400 м юрские отложения залегают под мело-

выми. В одной из скважин здесь был вскрыт достаточно типичный для всего района, разрез (снизу вверх).

Глины пестрые	7,8 м
Песок глинистый	10,35 "
Глина серая	8,3 "
Лигнит	0,2 "
Глина серая	1,85 "

Общая мощность 28,5 м

В другой скважине оказался следующий разрез (снизу вверх).

Глина серая	4,85 м
Уголь бурый	0,1 "
Глина серая	1,0 "
Песок глинистый	8,8 "
Глина серая	2,88 "
Песок глинистый	9,8 "

Общая мощность 27,43 м

Приведенные разрезы сходны между собой и вполне характеризуют эту толщу, как песчано-глинистую с редкими прослоями бурого угля. Указанная толща юры всюду лежит на размытой поверхности карбона и покрывается мелом. Судя по находкам флоры, возраст этой толщи определяется как лейасовый (предварительные определения Ф. А. Станиславского). В южном направлении мощность юрских отложений увеличивается. Так в районе Радехова она достигает 100 м, причем здесь поверх глинисто-песчаной толщи появляются более молодые верхнеюрские отложения, представленные серыми кремнистыми или глинистыми ноздреватыми известняками с фауной пелелипод. Еще южнее в районе Задвужья, по данным П. Л. Шульги, в окважинах была встречена шестидесятиметровая пестроцветная толща переслаивающихся песчаников, глин, доломитов и гипса. В 25 м от подошвы толщи в пласте доломита была встречена *Astarte* sp. верхнеюрского облика.

К востоку от Задвужья мощность разреза уменьшается. В районе Буска в керне был обнаружен *Pecten (Entolium)* sp. Южнее в районе с. Печены по устному сообщению П. Л. Шульги в скважинах над карбоном встречена мощная толща розового и серого гипса.

К юго-востоку от Львова, на Подолии, разрез юры сильно изменяется. Здесь в долине р. Днестра и его притоков, рр. Золотая Липа и Коропец, обнажаются исключительно карбонатные породы: серые и желтые известняки небольшой мощности от 10 до 30 м. Юрские отложения здесь всюду лежат на девоне и покрываются верхним мелом. Последний очень часто, срезая юру, ложится также непосредственно на девон.

Наиболее полный разрез карбонатной юры имеется в долине р. Днестра у с. Нижнева; в выемке железнодорожного моста наблюдается следующий разрез (снизу вверх).

1. Известняк ноздреватый, желтый.
 2. Известняк темно-серый, кристаллический, со слабоокатанными обломками доломита.
 3. Известняк серый или желтоватый, доломитизированный, с прослоями сланцеватой глины.
 4. Желтый глинистый мергель.
 5. Серая жирная глина с обломками сильно глинистого угля.
 6. Тонкослоистый плотный известняк.
 7. Светло-желтый и серый доломитизированный мергель.
 8. Плотный, твердый, серый известняк.
- Общая мощность этих отложений не превышает 20—30 м.

Основания юрских пород в этом разрезе не видно. Фауна немногочисленна и представлена всего несколькими видами, причем в нижних частях разреза встречаются формы, характерные для зоны *Pteroceras oceanii*, т. е. для среднего кимериджа, а в верхних частях разреза — *Corbula inflexa* Röm, *Cuculaca elongata* Alth., *Serpula conservata* Bйm. и др. формы, характеризующие волжский ярус.

Наиболее хорошо палеонтологически охарактеризованы верхнеюрские известняки на правом берегу р. Днестра, западнее с. Нижнева в разрезах у с. Буковна (Альт 1883; Кешмэн (Cushman) и Глазевский (Głazewski), 1949). Здесь желтые известковистые мергели нижней части разреза переполнены фауной пелеципод и гастропод, реже встречаются черви и аммониты. А. Альт (1883) из разрезов с. Буковны описал 185 видов, большинство которых оказалось новыми.

В нижней части свиты встречены перечисляемые ниже формы (цитируется по работе А. К. Матвеева, 1941; новые виды, не имеющие принципиального значения для определения возраста здесь не приводятся): *Serpula conformis* Gf., *S. subflaccida* Etal., *Nautilus geinitzi* Opp., *Pteroceras oceanii* Brogn., *Purpurina subnodosa* Röm., *Natica dejanira* d'Orb., *N. amata* d'Orb., *N. allica* d'Orb., *N. turbiniformis* Röm., *N. pulla* Röm., *Chemnitzia cornelta* d'Orb., *Nerinea constricta* Röm., *N. mariae* d'Orb., *N. nodosa* Voltz., *N. strigillata* Gredn., *N. subpyramidalis* Mün., *Trochus betancourti* Lor., *Bulla cylindrella* Buv., *Pleuromya jurassi* Brgn., *Anisocardia intermedia* Lor., *An. pulchella* Lor., *An. paroula* Röm., *An. legayi* Sauv., *Cardium dionysium* Buv., *Corbis crenata* Ctj., *C. scobinella* Buv., *Lucina substriata* Röm., *L. circularis* Dunk-Koch, *Astarte saemanni* Lor., *Opis portlandicus* Lor., *Lithodomus subcylindricus* Buv., *Modiola longaeva* Ctj., *Avicula gessneri* Th., *Hinnites velatus* Gf., *Lima minuta* Röm., *Ostrea multifformis* D. et K., *Exogyra virgula* Defr., *Anomia suprajurenis* Röm., *An. jurenis* Röm., *Terebratula subsella* Leym., *Waldheimia pentagonalis* Gf., *Thecidea greenensis* Br.

В верхних частях разреза в известняках, по данным А. Альта, встречаются: *Pteroceras* sp., *Chenopus* sp., *Rostellaria* sp., *Alaria* sp., *Eustoma* sp., *Natica* sp., *Nerita* sp., *Tileolus verticopsis*, *Chemnitzia* sp., *Nerinea* sp., *Cerithium* sp., *Cerithella* sp., *Turritella* sp., *Scalaris* sp., *Solarium* sp., *Trochus* sp., *Turbo* sp., *Pleurotomaria* sp., *Emarginula* sp., *Pholadomya* sp., *Pleuromya* sp., *Curptna* sp., *Cardium* sp., *Corbicula* sp., *Cardita* sp., *Astarte* sp., *Diceras* sp., *Trigonia* sp., *Cucullaea* sp., *Aucela* sp., *Gervillia* sp., *Avicula* sp., *Pecten* sp., *Arcosolenia* sp., *Epismilia* sp., *Pleurosmilia* sp.

Помимо макрофауны, А. Альт (1883) указывает новые виды многочисленных фораминифер.

В 1949 г. фораминиферы из юрских отложений Буковины были вновь описаны Кешмэном и Глазевским (1949); здесь оказались: *Ammodiscus* cf. *asper* Terq., *Lituotula incerta* Franke., *Haplophragmoides canui* Cushman., *Lituola podolica* Cushman., Glaz., *L. podolica* Cushman., Glaz., *L. compressa* Cushman. Glaz., *Pseudocyclammina bukowiensis* Cushman., Glaz., *P. rogalai* Cushman., Glaz., *Verneuilina liasina* Terq., Berth., *V. anglica* Cushman., *V. polonica* Cushman., Glaz., *Gaudryina vadaszi* Cushman., Glaz., *G. jurassica* Cushman., Glaz., *G. althi* Cushman., Glaz., *G. bukowiensis* Cushman., Glaz., *Arenobalminna jurassica* Cushman., Glaz., *Quinqueloculina* sp. A, *Quinqueloculina* sp. B, *Robulus* sp., *Marginulina radiata* Terq., *Palmula deslongchampsii* Terq., *Dentalina* sp., *Guttalina* cf. *similis* Terq., *Vitrgulina jurassica* Cushman., Glaz., *Discorbis* cf. *dreheri* Bart.

Таким образом как микро-, так и макрофауна разреза очень обильна. Среди макрофауны особенно многочисленны неринеи, а также устрицы. Фауна нериней и некоторые другие виды связывают подольскую юру с карпатской и говорят о влиянии средиземноморской провинции.

К юго-востоку от с. Нижнева, в с. Коропец в основании юрских карбонатных пород обнаружены конгломераты мощностью до 2 м. Еще ниже по Днестру, т. е. юго-восточнее с. Коропец у с. Недзвистки разрез представляется в следующем виде.

1. Конгломераты, состоящие из галек девонских и силурийских известняков с известковым желтым цементом, 6 м.

2. Желтый мягкий мергель, перемежающийся с зернистым мергелистым доломитом с фауной *Corbula inflexa* Röm.

3. Желтый мергель с жилками белого кальцита.

Общая мощность разреза до 15 м.

Еще восточнее у с. Городенок встречен только верхний пласт Недзвистского разреза. Пласт этот сложен желтым плотным твердым мергелистым известняком с жилками кальцита. В нижней части известняк песчанистый. Видимая его мощность 4 м. Подошва слоя не вскрыта, но вряд ли мощность его превышает 5—6 м, так как в нескольких км к северо-востоку юра уже полностью выклинивается. На юго-запад от Днестра, т. е. в Карпатском краевом прогибе, мощность юрских отложений резко увеличивается. Так, скважина у г. Стрыя вскрыла толщу карбонатной верхней юры мощностью около 1000 м.

Изученность юрских отложений западных областей УССР еще очень невелика и не позволяет восстановить палеогеографию юрского периода, но тем не менее уже сейчас некоторые частные выводы следует сделать.

Юрское море, как уже говорилось, трансгрессировало сюда с запада или юго-запада, т. е. с территории современной Польши, на низкую болотистую сушу, существовавшую здесь в лейасе и догерере. Трансгрессия началась в келловее, отложения которого встречаются только в осевой части Львовской мульды. В нижних частях юрского разреза Равы Русской И. М. Ямниченко определил пелеципод келловейского облика; в скв. вблизи г. Бреста среди песчаных известняков и известковистых песчаников он описал *Pecten (Chlamys) subinaucostata* Kasansk, *Alectrionia* sp. Все эти формы характерны для келловей-оксфорда. Кроме того, здесь встречены неопределимые обломки раковин аммонитов и ростры белемнитов. В оксфордское время море заняло районы Львовско-Люблинской мульды.

Вряд ли можно согласиться с польскими авторами — Гжибовским, Семирадским и др., что отложения оксфорда являются глубоководными. Наличие в них углей, песчаников и гипсов, а также органогенных грубообломочных известняков говорит против этого.

По мере прогибания Львовско-Люблинской мульды трансгрессия моря распространилась в районы ее юго-восточного склона и в кимеридже море, появляется на Подолии вплоть до меридиана р. Серета. В волжский век море продвигается еще восточнее (волжские слои, как указывалось, встречены у с. Городенок). Как далеко на восток распространялась эта верхнеюрская трансгрессия, сказать трудно. Отложения юры восточнее с. Городенок не известны, но один факт, приводимый во всех польских работах, а именно наличие большой глыбы юрского известняка с фауной в районе г. Винницы, наводит на мысль о значительно более широких границах верхнеюрского моря, чем это предполагается по выходам коренных пород.

Верхнеюрское море на Подолии было, несомненно, мелким, тепловодным, с благоприятными для развития жизни условиями. Оно имело широкие связи с морями Западной Европы, так как в составе его фауны

имеются и средиземноморские и бореальные элементы. Несомненно, что в волжское время была прямая связь Подоло-Волянского моря с Карпатами.

В самом конце юры, или в начале нижнего мела, Подолия и Волянь испытали общее поднятие и вся страна вышла из-под уровня моря. Предмеловые движения были, по всей вероятности, дифференцированными, что и обусловило неравномерный размыв юрских отложений в нижнемеловое время. Это хорошо наблюдается как во Львовско-Люблинской мульде, так и на левобережье Днестра (рис. 66).

Юрские отложения между речья Прут—Днестр

В юго-западной части Причерноморской впадины в пределах Днепровско-Прутского междуречья осадки юрского возраста нигде на дневную поверхность не выходят. Впервые юрские отложения были обнаружены в 1946 г. скважиной, пробуренной с целью водоснабжения на ст. Бессарабская. В последние годы на территории Днепровско-Прутского междуречья юрские образования были вскрыты значительным количеством скважин. Материалы, полученные в результате бурения, дали возможность установить границы распространения этих отложений, изучить их литологический состав и стратиграфию.

Распространение юрских образований в рассматриваемой части Днепровско-Прутского междуречья, в значительной степени обусловлено геоструктурными элементами, среди которых в юго-западной части Причерноморской впадины выделяются опущенная краевая часть Украинского кристаллического массива, предгорная впадина

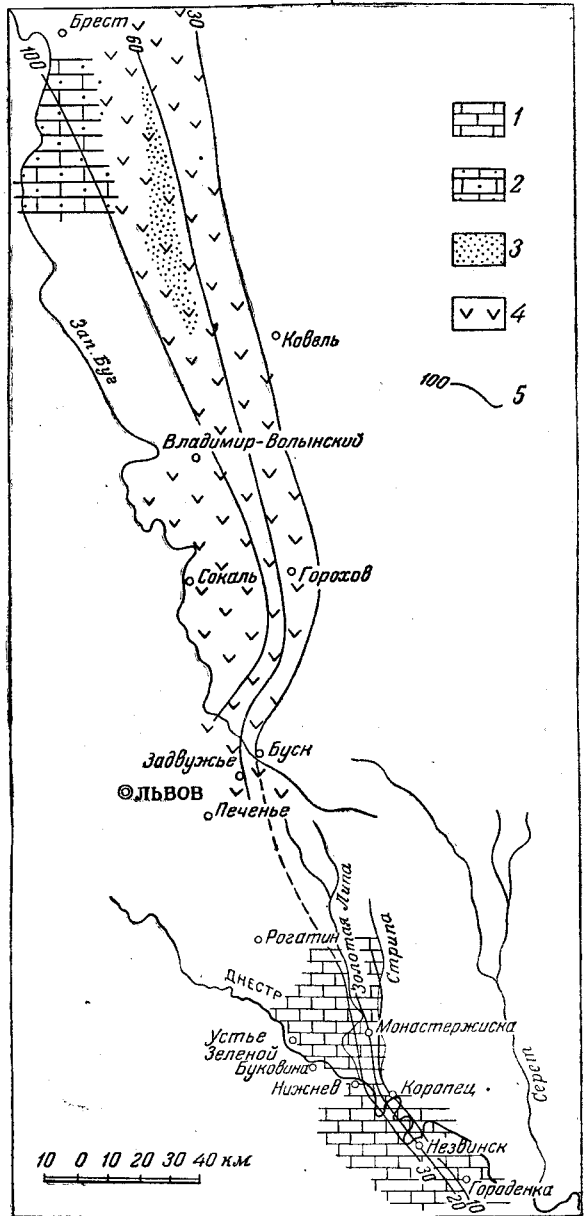


Рис. 66. Схема распространения фаций верхнеюрских отложений

1—известняки; 2—известняки и песчаники; 3—песчаники; 4—красноцветная толща с гипсами; 5—изолинии мощностей

Добруджи, погребенные сооружения Добруджи, горный массив Добруджи (рис. 67). Севернее линии, отделяющей зону опущенной краевой части Украинского кристаллического массива от впадины, юрские отложения,

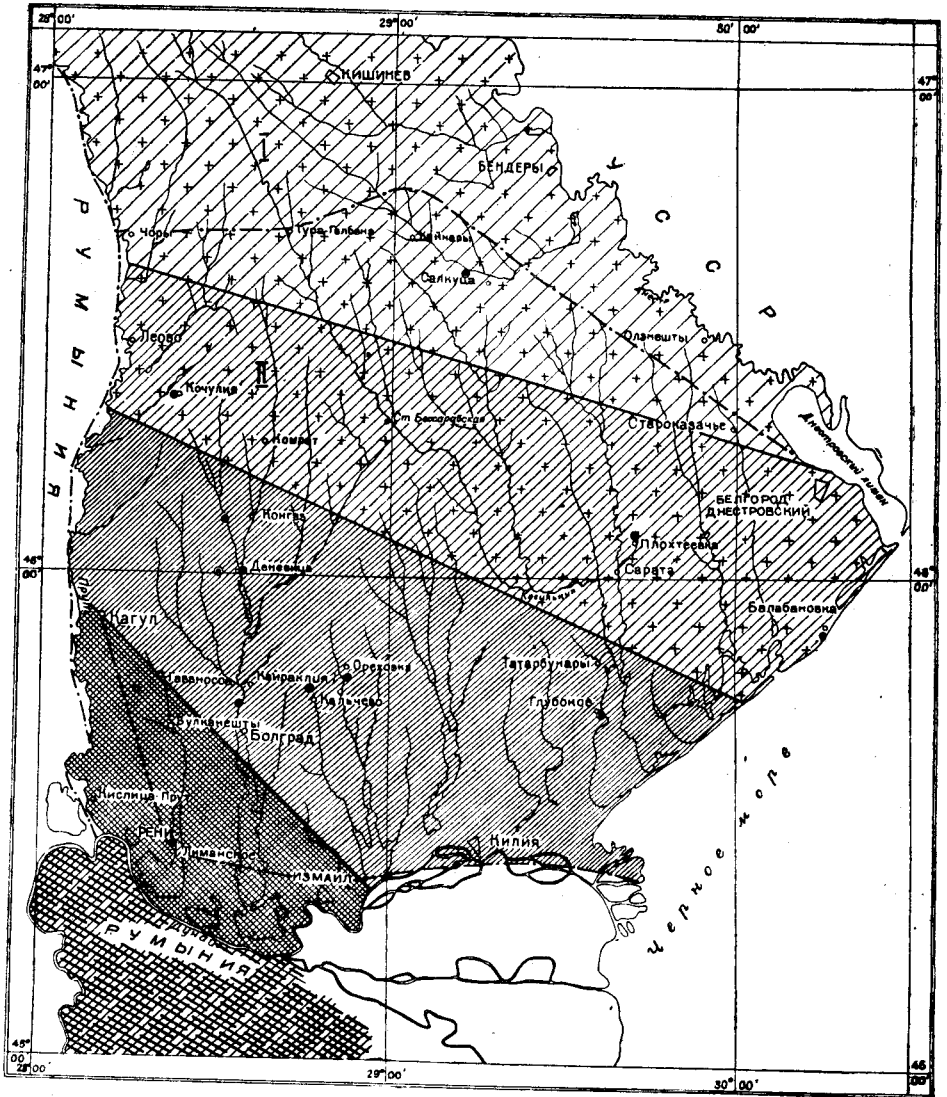


Рис. 67. Тектоническая схема южной части Днестровско-Прутского междуречья. Опущенные участки Украинского кристаллического массива: I—с глубиной залегания фундамента от 1000 до 1500 м; II—с глубиной залегания фундамента свыше 1500 м; 1—предгорная впадина Добруджи; 2—погребенные сооружения Добруджи; 3—горный массив Добруджи; 4—границы распространения юрских осадков; 5—скважины

залегающие на верхнесилурийских образованиях, были вскрыты скважинами под меловыми осадками в районах сс. Салкуца, Плахтеевка, Качулия и Кайнары.

Образования юрской системы в зоне горных сооружений Добруджи и погребенной их части имеют незначительную мощность и пользуются сравнительно небольшим распространением.

В пределах Днестровско-Прутского междуречья юрские осадки наиболее широко распространены в предгорной впадине Добруджи. По данным произведенных геофизических исследований мощность юрской толщи в области максимального прогиба впадины превышает 3000 м.

Скважина, пробуренная в пойме р. Ялпух, вблизи ст. Болград, до глубины 2202 м остановлена в юрских отложениях; скважина у с. Кальчево, забой которой достиг 2570 м, также не вышла из осадков юрского возраста, вскрыв толщу юры мощностью 2226 м.

В предгорной впадине Добруджи выделены и палеонтологически охарактеризованы все три отдела юрской системы: нижний, средний и верхний.

Нижний отдел (лейас). Нижнеюрские образования представлены толщей темно-серых, почти черных, плотных, грубосланцеватых, известковистых аргиллитов, в которых местами содержатся включения обломков раковин *Posidonia*. Среди аргиллитов встречаются небольшие прослои известковистых песчаников и алевролитов; последние по внешнему виду аналогичны аргиллитам, но отличаются от них зернистой структурой и большей плотностью. Песчаники темно-серого цвета, зернистые, известковистые, состоят в основном из зерен кварца и полевых шпатов, залегают среди аргиллитов в виде прослоев небольшой мощности.

Нижнеюрские породы содержат следующую микрофауну¹: *Spiroththalmidium liassicum* Kübler et Zwingli, *Sp.* ex gr. *rotundata* Terquem et Berth., *Sp.* ex gr. *infraoolithica* Terq., *Cristellaria acutiangulata* (Terq.), *Cr.* ex gr. *simplex* Kübler et Zwingli, *Saracenaria alatangularis* Franke и др. Перечисленные виды фораминифер описаны в литературе как характерные формы для лейаса Франции и Швейцарии.

Средний отдел (доггер). Образования среднего отдела юрской системы по сравнению с осадками нижнеюрского и верхнеюрского возраста пользуются наиболее широким распространением. Представлены они везде морскими отложениями, охарактеризованными фауной. По петрографическому составу пород и заключенной в них фауне толща среднеюрских образований Днестровско-Прутского междуречья расчленяется на байосский и батский ярусы (рис. 68).

Байосский ярус. Образования байосского яруса установлены в разрезах Кальчевской, Болградской, Гаваносской, Деневицких, Кангазской и Салкуцкой глубоких скважин, а также вскрыты колонковыми скважинами у с. Лиманское и в Болградском, Кагульском и Кайнарском районах. Байосские образования залегают без заметного перерыва на осадках нижнеюрского возраста, а там, где последние отсутствуют, располагаются несогласно на триасовых и палеозойских отложениях. По характеру микрофауны байосский ярус подразделяется на два подъяруса: нижнебайосский и верхнебайосский.

Нижнебайосский подъярус выделен в разрезах Болградской и Кальчевской роторных скважин. Здесь он связан постепенным переходом с осадками нижнеюрского возраста. Представлен нижнебайосский подъярус аргиллитами темно-серыми, плотными, слабо слюдистыми с прослоями глинистых алевролитов, песчаников и доломитов. В районе Болграда кроме аргиллитов в нижнебайосском подъярусе развиты известняки серого и светло-серого цвета, плотные, крепкие, мраморовидные,

¹ Фораминиферы междуречья Прут—Днестр определены Л. Г. Дайн и Н. О. Ивановой.

песчанистые, в верхних частях доломитизированные. Среди пород нижнебайосского подъяруса обнаружены фораминиферы: *Spirophthalmidium* aff. *concentricum* Terquem et Berth., *Miliolina* (*Quinqueloculina*) *jurassica* N. Ivanowa, sp. nov., *Cristellaria* ex gr. *simplex* Kübler et Zwingli, *Cr.* ex gr. *sargovensis* Kübler et Zwingli, *Cr.* ex gr. *polymorpha* Terquem, *Nodosaria mutabilis* Terquem, *N. fonttensis* Terquem, *Spirillina eichbergensis* Kübler et Zwingli, *Epistomina* aff. *costifera* Terquem и др.

Приведенный комплекс фораминифер довольно резко отличается от верхнебайосской микрофауны, содержащейся в вышележащих породах, что и послужило основанием для отнесения описанной толщи к нижнему байосу. Мощность нижнебайосских отложений в районе г. Болграда 191 м и в районе Кальчево 654 м.

Породы верхнебайосского подъяруса прослеживаются от северных до южных границ распространения юрских осадков. В районах г. Болграда и с. Кальчево верхнебайосский подъярус связан постепенным переходом с нижнебайосскими отложениями. В остальных пунктах осадки верхнебайосского подъяруса залегают несогласно на более древних породах. Верхнебайосский подъярус всюду представлен толщей глинистых осадков с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов, реже известняков и сидеритов. Глины темно-серого цвета, сланцеватые, мелко-слоистые с включениями обломков раковин *Posidonia*, мелких зерен пирита и обуглившихся растительных остатков. Песчаники серые, мелко-зернистые, плотные, кварцево-полевошпатовые, известковистые, местами содержат включения неопределимых обломков раковин и обуглившихся растительных остатков. Алевролиты серого и темно-серого цвета, плотные, крепкие, слоистые, зернистые с редкими чешуйками слюды. Известняки темно-серые, плотные, крепкие, песчанистые. Сидериты серого цвета с желтоватым оттенком, плотные, крепкие, тонкозернистые, залегают в виде прослоев небольшой мощности среди глин и алевролитов.

Образования верхнебайосского подъяруса, встреченные в районе сс. Кайнары и Салкуца, по своему фациальному составу сходны с отложениями верхнего байоса центральных и южных участков между-речья Прут—Днестр и несколько отличаются от последних. Представлен верхний байос в районе с. Кайнары не сланцеватыми глинами, а серыми, темно-серыми и синевато-серыми пластичными известковистыми глинами, содержащими включения мелких обуглившихся растительных остатков, зерен пирита и глауконита. Местами среди глин встречаются маломощные прослои желтовато-серого доломита и серого тонкозернистого глинистого песчаника. Среди пород верхнебайосского подъяруса встречаются фораминиферы: *Cristellaria subalatiformis* Dain, *Cristellaria argutula* Dain, *Cr. atheria* Dain, *Cr. artificiosa* Dain, *Cr. volubilis* Dain, *Cr. radiata* Terquem, *Cr. seminivoluta* Terquem, *Dentalina jurensis* Terquem, *Nodosaria mutabilis* Terquem, *Pseudoglandulina bajociana* Terquem, *Vaginulina proxima* Terquem и др. Перечисленные виды фораминифер описаны в литературе из верхнебайосских отложений Донецкого бассейна, Польши и Франции. Мощность верхнебайосских отложений колеблется от 91 в центральной части до 650 м на юге.

Батский ярус. В предгорной впадине Добруджи батские отложения вскрыты буровыми скважинами в Болградском, Качульском, Вулканештском, Кангазском районах и с. Кальчево. Залегают они без заметного перерыва на осадках байосского возраста. По петрографическим признакам эти осадки подразделяются на три типа: южный, западный и северный.

К южному типу относятся отложения батского возраста, вскрытые Болградской и Кальчевской роторными скважинами. Представлен южный тип батских отложений известняками темно-серыми, плотными, крепкими с прослоями темно-серых же песчаных мергелей и глинами сланцеватыми темно-серыми, известковистыми с прослоями тонкозернистых алевролитов. Мощность осадков батского возраста южного типа колеблется от 569 до 768 м.

В западном направлении наблюдается довольно резкое изменение литологического состава батских отложений (рис. 68). Наиболее полно этот тип осадков вскрыт роторной скважиной, расположенной в районе с. Гаваноссы. Представлен он песчано-глинистыми породами, причем в разрезе глинистые породы преобладают над песчаными. Глины серого и темно-серого цвета, сланцеватые, плотные, мелкослоистые, известковистые, местами песчаные, с отпечатками раковин посидоний и включениями чешуек слюды. Алевролиты серые и темно-серые плотные, относительно крепкие, тонкозернистые, слабо слюдястые. Общая мощность батских отложений западного типа достигает 465 м.

В северных частях впадины наряду с уменьшением мощности батских отложений наблюдается увеличение количества кластического материала, породы приобретают явно песчаный характер. Северный тип батских образований наиболее полно представлен в разрезах Деневицких скважин, главным образом в виде песчаников и алевролитов с прослоями сланцеватых глин небольшой мощности.

Песчаники серого и светло-серого цвета, различной плотности, мелкозернистые, в той или иной степени глинистые, местами содержат включения глины. Кроме глинистых включений, в песчаниках встречаются углефицированные растительные остатки, обломки фауны и зерна пирита. Алевролиты по внешнему виду совершенно аналогичны песчаникам, отличаются от последних, микроскопически по величине зерен. Глины серого и зеленовато-серого цвета, плотные, сланцеватые, сильно песчаные, залегают в виде прослоев небольшой мощности среди песчаников и алевролитов. Мощность батских отложений северного типа колеблется от 233 до 235 м.

Среди батских образований южного, западного и северного типов обнаружены следующие фораминиферы: *Spirophthalmidium okentii* Kübler et Zwingli, *Cristellarta primitiva* Kübler et Zwingli, *Nodosaria papilio* Kübler et Zwingli, *Globulina oolithica* Terquem, *Spirillina eichbergensis* Kübler et Zwingli и др. Приведенные формы известны в батских отложениях Швейцарии, Франции и Польши.

Верхний отдел (мальм). Среди образований верхнего отдела юрской системы в предгорной впадине Добруджи установлены все четыре яруса: келловейский, оксфордский, кимериджский и титонский.

Келловейский ярус. Осадки келловейского яруса прослежены на значительной площади. В северных и западных частях территории келловейские образования залегают без заметного перерыва на отложениях батского возраста. На востоке в районе с. Плахтевка они располагаются на размытой поверхности силурийских пород, а на юго-востоке у с. Глубокое в их основании были вскрыты эффузивы.

Келловейские образования, вскрытые буровыми скважинами в различных частях предгорной впадины Добруджи, за исключением Болградского района и с. Кальчево, сложены в основном глинами с прослоями алевролитов и песчаников (рис. 69).

Глины темно-серого, коричневатого-серого, красновато-коричневого, реже голубовато- и зеленовато-серого цвета, тонко- и грубослоистые, сланцеватые, местами пластичные, с прослоями тонкозернистого песча-

ника небольшой мощности и включениями мелких углистых остатков и обломков раковин.

Алевролиты глинистые отличаются от глин большей плотностью и повышенным количеством кластического материала.

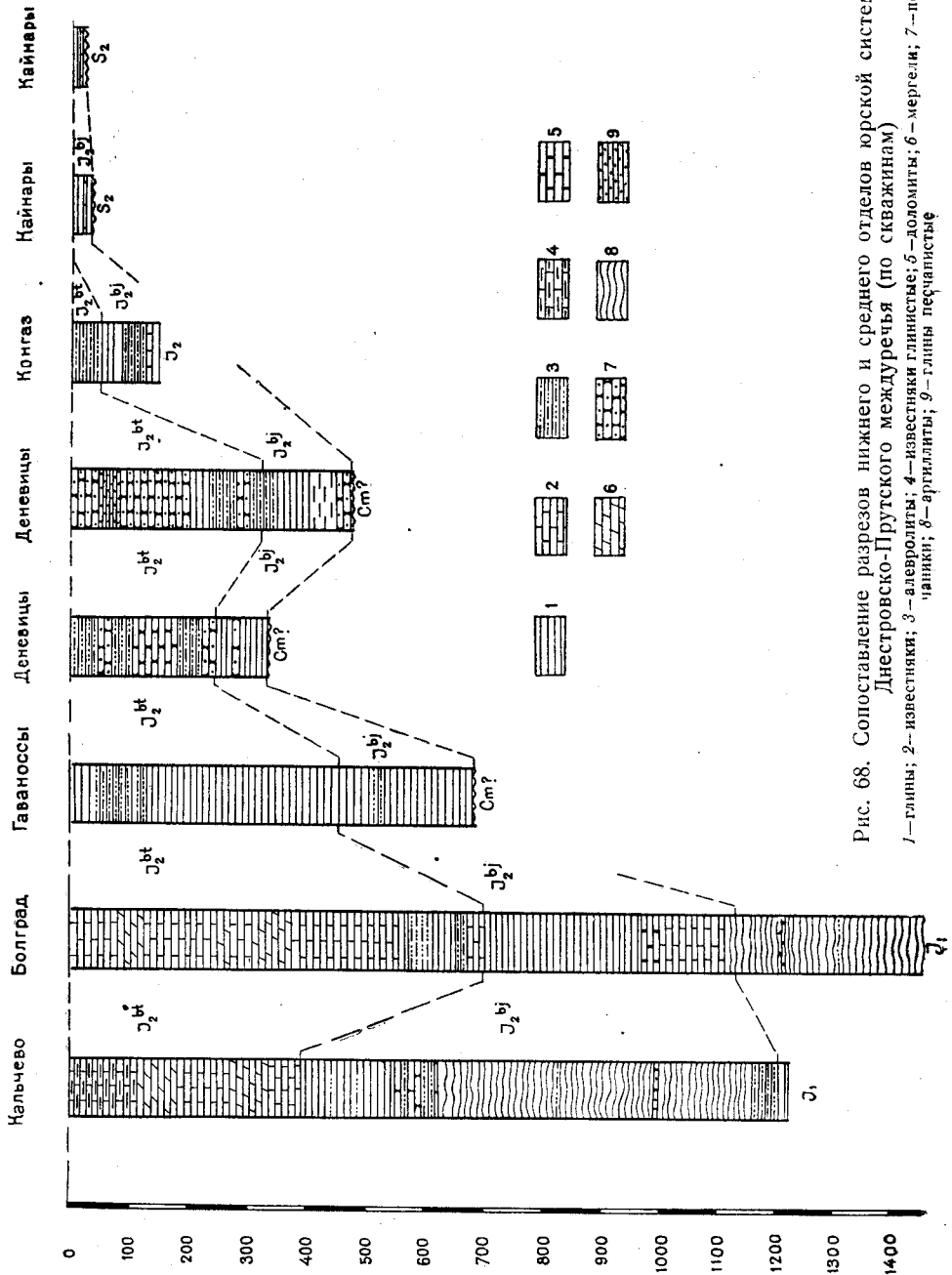


Рис. 68. Сопоставление разрезов нижнего и среднего отделов юрской системы Днестровско-Прутского междуречья (по скважинам)

Песчаники серые и зеленовато-серые, слабо сцементированные мелкозернистые, слюдястые с плохо выраженной слоистостью. Среди слабо сцементированных песчаников встречаются линзовидные включения глин и тонкие прослои уплотненных песчаников.

В разрезе келловейского яруса Болградской роторной скважины существенное значение приобретают известняки, а в районе с. Кальчево келловейские отложения представлены исключительно известняками.

Известняки серого, местами коричневатого-серого цвета, кристаллические, участками окремненные, иногда глинистые с отпечатками фауны плохой сохранности. В известняках наблюдаются вертикальные трещины, заполненные кальцитом.

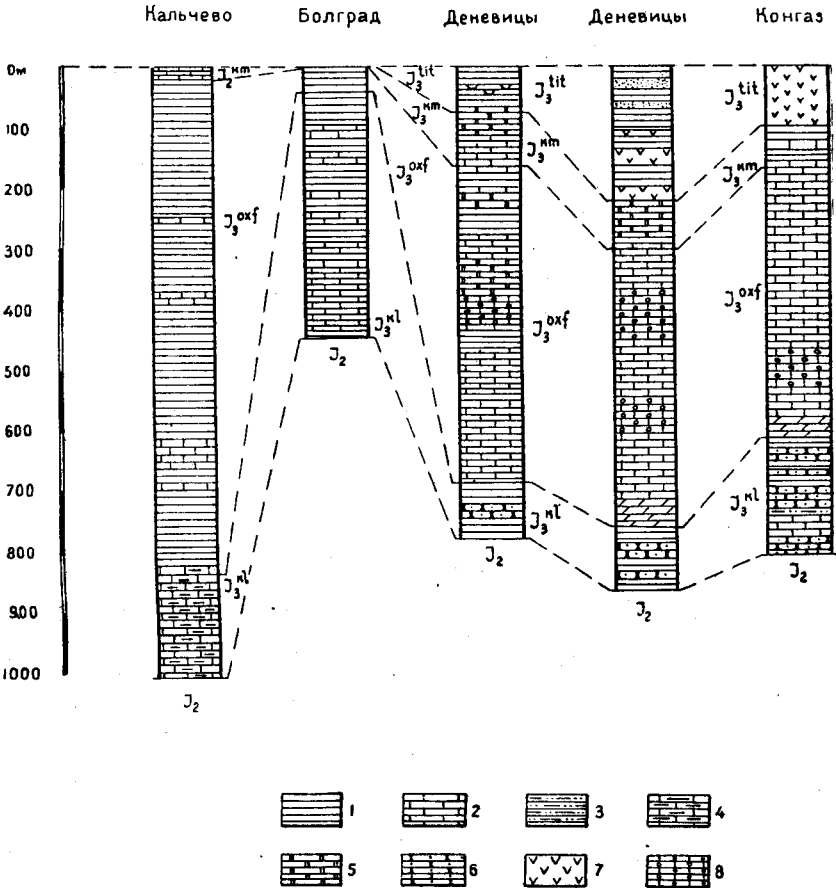


Рис. 69. Сопоставление разрезов верхнего отдела юрской системы Днестровско-Прутского междуречья (по скважинам)

1—глины; 2—известняки; 3—алевролиты; 4—известняки глинистые; 5—доломиты; 6—песчаники; 7—гипсы; 8—известняки органогенные

В породах келловейского яруса были обнаружены и определены следующие фораминиферы: *Epistomina mosquensis* Uhlig, *Textularia* ex gr. *depravata* (Schwager), *Sptrophthalmidium minima* (Wisn.), *Sp. monstruosum* E. Вукова, *Sp. areniforme* E. Вукова, *Cristellaria deeckei* Wisn., *Cr. pseudocrassa* Mjatlík, *Cr. hoplites* Wisn., *Cr. cultriformis* (Montfort), *Cr. polonica* Wisn. и др.

Перечисленные виды микрофауны в большом количестве встречаются также среди келловейских образований Рязанской и Саратовской областей, в районе Самарской Луки и в Польше (окрестности г. Кракова). Мощность келловейских образований, вскрытых скважинами на юге Прутско-Днестровского междуречья колеблется от 199 до 374 м. На севере в районе с. Деневиц мощность келловейских отложений 80—150 м.

Оксфордский ярус. Осадки оксфордского яруса были вскрыты роторными и колонковыми скважинами в северо-западной части впадины в Кангазском и Качульском районах, а также на юге в районах г. Болград и с. Кальчево. В юго-западном углу впадины оксфордские отложения отсутствуют. В районе с. Гаваноссы и к западу от него разрез юрских образований начинается келловейскими осадками. Более молодые отложения юры здесь не установлены. Располагаются оксфордские отложения без перерыва на породах келловея.

Оксфордские образования предгорной впадины Добруджи по петрографическим признакам подразделяются на два типа: северный — карбонатный и южный — песчано-глинистый. К северному типу оксфордских образований относятся породы, вскрытые Деневицкими и Кангазскими скважинами (рис. 69).

Выражен северный тип осадков оксфордского возраста в основном известняками с подчиненными прослоями глин, алевролитов, доломитов и мергелей. В разрезе карбонатных пород северного типа выделяются три характерных горизонта: нижний, средний и верхний.

Нижний горизонт представлен различными известняками: доломитизированными, пелитоморфными, песчанистыми, глинистыми, органо-генно-доломитизированными и органо-генно-песчанистыми с прослоями мергелей в нижних частях.

Все разновидности известняков нижнего горизонта по внешнему виду не отличимы друг от друга. Цвет известняков желтовато-серый, серый и серовато-белый; породы плотные, крепкие, местами с темными пятнами. Разделение известняков произведено на основании микроскопических исследований. Мощность нижнего горизонта колеблется от 122 до 180 м.

Средний горизонт выражен в основном известняками органо-генно-обломочными с прослоями чисто органо-генных разностей. В направлении с востока на запад органо-генно-обломочные известняки замещаются доломитизированными известняками с прослоями доломитов. Все разновидности известняков органо-генные, органо-генно-обломочные и доломитизированные, белого и желтовато-белого цвета, крепкие, пористые. Доломиты серовато- и розовато-белого цвета, плотные, крепкие, участками пористые.

Органические остатки в известняках напоминают скелеты рифообразующих организмов. Мощность пород среднего горизонта колеблется от 252 до 270 м.

Верхний горизонт сложен известняками оолитовыми, оолитоподобными или псевдооолитовыми с прослоями органо-генно-оолитовых разностей и алевролитов. Оолитовые известняки розовато-белого и светлосерого цвета с белыми пятнами, плотные, крепкие, сложены округлыми крупными мелкими оолитовыми образованиями. Органо-генно-оолитовые известняки отличаются от оолитовых значительным содержанием органических остатков. Известняки оолитоподобные или псевдооолитовые серого и желтовато-белого цвета, плотные, крепкие, в отличие от оолитовых разностей состоят в основном из оолитоподобных или псевдооолитовых образований.

Известковистые алевролиты желтовато-серого цвета, плотные, мелкозернистые.

Развитие оолитоподобных образований характерно для верхнего горизонта. Мощность верхнего горизонта колеблется от 80 до 123 м. Общая мощность оксфордских образований северного типа, вскрытая скважинами, изменяется от 477 до 525 м.

Южный тип оксфордских отложений наиболее полно выражен в разрезах Болградской и Кальчевской роторных скважин (рис. 69) и в основании сложен плотными глинами с прослоями доломитизированных известняков; мощность осадков южного типа от 2 до 29 м. Глины эти темно-серые, коричневато-серые, зеленовато-серые и серые, участками с синими пятнами, плотные, грубослойные, иногда песчанистые, местами с хорошо заметными поверхностями скопления. Известняки доломитизированные серого, светло-серого до темно-серого цвета, плотные, местами рыхлые, участками брекчиевидные.

По характеру фораминифер оксфордские осадки южного типа подразделяются на два горизонта.

Среди оксфордских образований северного и южного типов встречаются: *Ammobaculites* ex gr. *oblongus* Dain, *Am. suprajurassicus* Schwager, *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Textularia helvetojurassica* Kübler et Zwingli, *Spirophthalmidium mitolintiforme* Paalow, *Sp. stufense* Paalow, *Cristellaria oppelt* Schwager, *Cr. compressaformis* Paalow, *Eoguttulina arcana* Dain, *Spirillina kübleri* Mjatluk, *Turrspirillina amoena* Dain, *Discorbis speciosus* Dain и др. Приведенные формы пользуются широким распространением среди оксфордских отложений Поволжья, Донецкого бассейна, Германии и Швейцарии. Общая мощность оксфордских образований у с. Кальчево 831 м, в районе г. Болграда 31 м, в районе с. Деневиц 477—525 м.

Кимериджский ярус. Образования кимериджского возраста были вскрыты скважинами в районе сс. Кангаз, Деневицы, Кайраклия, Татар-Копчак, Чумай и Кальчево. Залегают кимеридж согласно на отложениях оксфордского яруса. На юге в районе с. Кальчево кимериджские образования в нижних частях сложены оолитовыми известняками светло-серыми, плотными, глинистыми. В верхних частях разреза известняки сменяются глинами светло-серого и зеленоватого-серого цвета, плотными, местами слабо песчанистыми.

В северо-западной части впадины (Кангазский, Тараклийский и Кагульский районы) кимериджский ярус выражен в верхней части доломитами, а в нижней части доломитизированными глинами и известняками с подчиненными прослоями доломитов.

Глины серые, коричневатые и желтовато-серые, как правило, уплотненные, жирные, сложены однородной доломитизированной глинистой массой. Доломиты серого, местами коричневатого-серого цвета, плотные, тонкозернистые. По внешнему виду доломиты очень похожи на сильно уплотненные глины. Прослой известняков по составу неоднородны. Среди них выделяются пелитоморфные, доломитизированные, песчанистые, оолитовые и органогенные разности.

Кимериджские образования очень бедны органическими остатками. Среди изученных пород была встречена в значительном количестве *Pseudocyclammina ukrainica* Dain, описанная впервые Л. Г. Дайн, как руководящая форма для кимериджских отложений Донецкого бассейна. Мощность кимериджских образований колеблется от 58 м на северо-западе до 150 м на юге.

Титонский ярус. К титонскому ярусу условно отнесены пестроцветные песчано-глинистые и гипсово-ангидритовые породы, венчающие разрез юрской толщи. Осадки титонского яруса распространены на значительной площади, протягиваясь в виде полосы с северо-запада на юго-восток через всю предгорную впадину Добруджи. Залегают титонские осадки в районе с. Качулия на размытой поверхности верхнего отдела силурийской системы, в районе сс. Деневицы и Ореховка на породах ки-

мериджского возраста. Представлены образования титонского яруса типичными лагунными и лагунно-континентальными осадками.

В основной массе отложения титонского яруса подразделяются на два горизонта: нижний ангидрито-гипсовый и верхний песчано-глинистый.

Нижний ангидрито-гипсовый горизонт сложен в основном гипсами, ангидриты играют подчиненную роль. Среди гипсов, как правило, присутствуют в том или ином количестве глины, которые образуют тонкие прослой, линзовидные включения и примазки. Кроме глин среди гипсов и ангидритов наблюдаются прослой доломитов, реже известняков. Гипсы белые, местами бесцветные, розоватые и розовато-белые, плотные с тонкими прослоями розового селенита. Ангидриты белые с голубоватым оттенком, местами приобретают серую окраску. Ангидриты приурочены к нижней части разреза, где они образуют различной мощности прослой среди гипсов. Мощность ангидритовых прослоев колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 7 м. Мощность нижнего — ангидрито-гипсового горизонта изменяется от 63 до 127 м. Верхний или песчано-глинистый горизонт сложен в основном глинами, участками песчанистыми, с прослоями в нижних частях известковистых песчаников и гипсов; последние местами образуют включения в виде гнезд.

Глины красновато-коричневого и желтовато-зеленого, кирпично-красного и зеленовато-серого цвета. В окраске глин часто наблюдаются оттенки различных тонов, которые чередуясь между собой и сменяясь на небольших сравнительно расстояниях, придают глинам характерную пеструю окраску. Глины бесструктурные и обычно плотные. Песчаники желтовато-розовые, серовато-коричневые, зеленовато-серые и светло-серые, плотные, крепкие, реже рыхлые, слабо сцементированные, участками глинистые; мелкозернистые, слюдястые с гипсовым цементом.

Местами в песчано-глинистой толще наблюдается значительное увеличение песчаного материала. Глины постепенно замещаются песками. Пески серого, желтовато-коричневого, голубовато-зеленого, желтовато-розового и желтовато-серого цвета, мелкозернистые и среднезернистые, часто разномзернистые, участками глинистые, иногда содержат гальку кварца, кремнистых пород и полевых шпатов. Мощность верхнего песчано-глинистого горизонта изменяется от 9 до 105 м.

Титонские образования, вскрытые скважиной у с. Качулия, несколько отличаются от описанных двух толщ, характерных, по-видимому, для значительной площади развития титонских осадков предгорного прогиба Добруджи. Разрез титонского яруса, вскрытый у с. Качулия, представлен толщей переслаивающихся красноцветных пород: глин, песков, песчаников и конгломератов. Для всей толщи характерна яркая окраска различных цветов и оттенков, частое переслаивание пород различного петрографического состава, наличие известняковых прослоев и отсутствие гипсов и ангидритов.

Описанные породы условно относятся к титонскому ярусу верхнего отдела юрской системы на основании сопоставления их с осадками титонского возраста Северного Кавказа. Общая мощность титонского яруса в различных частях Днестровско-Прутского междуречья изменяется от 90 до 365 м.

На протяжении юрского периода в предгорной впадине Добруджи относительно глубоководные морские осадки сменяются мелководными морскими отложениями, которые в свою очередь последовательно сменяются лагунными и континентальными образованиями.

МЕЛ

Введение

Меловые отложения в пределах платформенной части Украинской ССР пользуются широким распространением; они известны в Днепровско-Донецкой и Причерноморских впадинах, на окраинах каменноугольного Днепского бассейна, на Вольно-Подольской плите. Не распространяются они лишь на кристаллический массив и на большую часть Донецкого поднятия, очевидно представлявших собой в меловое время возвышенности и области размыва.

Меловые отложения подстилаются осадками самого различного возраста: юрскими, триасовыми или более древними — палеозойскими, а иногда и докембрийскими. Такой характер их залегания подчеркивает нивелирующую роль меловых пород в пределах платформенной части УССР.

Покрывает меловые отложения серия кайнозойских — третичных и четвертичных осадков в виде сплошного покрова обычно значительной мощности и распространенного на больших площадях.

Меловые отложения представлены в нижней части толщи осадками континентального типа; в верхней части — это морские осадки, связанные с меловой трансгрессией, которая началась в конце нижнемелового возраста и продолжалась в течение всего верхнемелового времени вплоть до маастрихта.

Представлены отложения меловой системы обоими отделами: нижним и верхним, которые литологически отличаются между собой. Среди осадков нижнемелового возраста преобладают песчанистые или глинисто-песчанистые разности, слабо обогащенные карбонатами, в то время как среди верхнемеловых пород встречаются преимущественно мергельно-меловые образования. Переходными между ними являются отложения самого нижнего в верхнем отделе системы, сеноманского яруса, внизу еще песчанистого, но кверху обогащенного карбонатными стяжениями.

Нижний мел. Нижнемеловые отложения платформенной части УССР изучены слабо и присутствие их достоверно установлено только в последнее время.

Будучи представлены преимущественно песчано-глинистой фацией, они крайне редко содержат палеонтологические остатки и возраст их устанавливается поэтому с трудом. В общей серии нижнемеловых отложений выделяются по палеонтологическим признакам альбские слои в Днепровско-Донецкой впадине (Феофилактов, 1851б; Радкевич, 1894), Причерноморской впадине (Савчинская, 1939; Каптаренко-Черноусова, 1951). Новейшие данные позволяют предполагать также наличие отложений более древних горизонтов, а именно морского апта, выделяемого по составу фораминифер в Приазовском районе Причерноморской впадины (Каптаренко-Черноусова, 1951) и в северной части Днепровско-Донецкой впадины территориально мало развитого неокома (Каптаренко-Черноусова, 1949).

В Днепровско-Донецкой впадине литологический состав нижнемеловых отложений изменяется следующим образом: в центральной ее части они сложены мощными пестроцветными глинами; по направлению к окраинным частям впадины глины замещаются сериями песчано-глинистых пород, местами обогащенных углистыми остатками. В значительном большинстве случаев эти породы могут быть отнесены к осадкам континентального типа и только небольшая, верхняя, их часть, развитая на юго-западном склоне впадины, носит признаки морского происхождения (рис. 70).

Общий тип отложений на северо-западных окраинах Донбасса, для которых условно установлен нижнемеловой возраст, сохраняется тот же, что и в периферических частях Днепровско-Донецкой впадины; однако в этих районах они палеонтологически не охарактеризованы.

В Причерноморской впадине нижнемеловые отложения сложены серыми и темно-серыми плотными глинами, чередующимися с серыми рыхлыми мелкозернистыми песчаниками, а иногда с прослоями крупнозернистого песка. По сохранившимся немногочисленным раковинам фсраминифер они относятся к морским осадкам.

На Вольно-Подольской плите нижнемеловые отложения не пользуются широким распространением. Здесь они представлены отложениями неокома, состоящего из доломитизированного мергеля с мелкими черными кремнями и доломитовых песков. В них не найдено руководящей фауны и возраст определяется условно. Здесь же известны пески с фауной, характерной для верхнего альба.

Переход от нижнего мела к верхнему не везде одинаков; в то время как в Причерноморской впадине оба отдела выражены литологически несходными разностями и разграничиваются легко, в Днепровско-Донецкой впадине и на Вольно-Подольской плите нижнемеловые осадки переходят в верхнемеловые очень постепенно и незаметно, и границы между ними по литологическим признакам установить нельзя.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения широко развиты в пределах Украинской ССР — в Днепровско-Донецкой, Причерноморской и Львовской впадинах, а также на окраинах Донецкого бассейна.

Украинский кристаллический массив, разделяющий впадины, в большей своей части лишен мелового покрова. Однако на его поверхности имеются участки, покрытые осадками верхнемелового моря; они зафиксированы в виде небольших разрозненных островков в северной части массива на Вольни; на южном склоне кристаллического массива верхнемеловые отложения известны в Приднестровье, в Приазовье, в верховьях рр. Конки, Токмачки, Гайчула, Токмака, а также в Азово-Днепровском прогибе (Матвиенко, 1946а).

В Днепровско-Донецкой впадине верхнемеловые отложения представлены всеми ярусами, начиная от сеномана и кончая маастрихтом; они обычно залегают на большой глубине и приближаются к дневной поверхности только на незначительной площади в северной, северо-восточной и юго-восточной частях впадины. Верхнемеловые отложения протягиваются к окраинам Донбасса, где выражены в однородной фации, и залегают значительно ближе к поверхности, образуя многочисленные обнажения вдоль р. Северного Донца и его левых притоков. Представлены они в основании сеноманскими глауконитовыми песками и песчаниками, иногда обогащенными фосфоритами; кверху эти породы переходят в мощную толщу меловых мергелей и мела.

В Причерноморской впадине верхнемеловые отложения также имеют большое распространение. На северо-западном ее участке — Подолии — они выходят на поверхность и сложены сеноманскими песками, песчаниками и опками. В центральной части верхнемеловые породы залегают очень глубоко и стали доступными для изучения только после проведения буровых работ. Здесь вскрыты все ярусы верхнего мела от сеноманского до датского включительно, представленные толщей меловых мергелей и белого пишущего мела; в основании этой толщи залегают сеноманские песчаники и пески, в кровле — датские глины.

Верхнемеловые отложения Вольни и Подолии так же, как и в других районах, трансгрессивно налегают на различные более древние сложения, а перекрываются более молодыми породами. Представлены

они породами, содержащими богатую фауну. В них также выделяются все ярусы верхнего мела, залегающие последовательно, без перерыва, начиная от нижнего сеномана до верхнего маастрихта.

Литологический состав верхнемеловых отложений весьма устойчив и характерен в целом для данного отдела системы. Отличительным его признаком является преобладание карбонатных пород — меловых мергелей и мела. Однообразие литологического состава мергельно-меловой турон-маастрихтской толщи часто осложняет расчленение ее по внешним признакам в полевых условиях.

Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западных окраин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины выяснена работами А. Д. Архангельского (1912а), затем Г. Ф. Мирчинка (1919), Н. С. Шатского (1924) и др. Она полностью приемлема и для других областей УССР. Согласно общепринятой схеме подразделений верхнемеловых отложений, в них выделяются следующие ярусы: сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский; три яруса — сантонский, кампанский и маастрихтский объединяются под общим названием — сенон.

В отдельных случаях по ряду признаков проводятся и более дробные подразделения ярусов на подъярусы и горизонты, что будет отмечено при описании отдельных районов. Стратиграфические подразделения базируются в основном на руководящих формах моллюсков и фораминифер.

Наиболее характерно для сеноманских отложений присутствие в них из фауны *Exogyra conica* Sow. и из фораминифер *Gümbelitra senomana* Keller, *Anomalina berthelini* Keller и др.

Возраст пород туронского яруса устанавливается по присутствию *Inoceramus labiatus* Schloth., из фораминифер характерны: *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Bifartina regularis* Keller, *Stensioina praeexculpta* (Keller) и др.

Отложения коньякского яруса определяются по появлению *Inoceramus involutus* Sow., а также *Spiroplectamina anceps* (Reuss), *Stensioina exculpta* (Reuss) вверху появляется *S. praeexculpta* (характерна для турона, затем исчезает).

Для пород сантонского яруса наиболее характерно присутствие *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arch. и из фораминифер — для нижней части яруса *Spiroplectamina rosula* Ehr., *Anomalina infrasantonica* Balachm., а для верхней части — *Stensioina exculpta* (Reuss), *Anomalina clementiana* (d'Orb.), *Planulina schloenbachi* (Reuss) var. *kalinini* Mjatl. Для отложений кампанского яруса характерны *Belemnitella mucronata* Schloth., а из фораминифер *Lituola aequigranensis* Beiss., *Bulimnella carseyae* Plum., *Anomalina monterelensis* Marie.

Возраст отложений маастрихтского яруса определяет присутствие *Belemnitella langei* Schatsk и *Belemnitella lanceolata* Schloth., а из фораминифер *Heterostomella foveolata* (Marss.), *Bolivina decurrens* Ehrenb., *B. incrassata* Reuss, *Cibicides veltzianus* (Orb.).

Отложения датского яруса характеризуются присутствием фораминифер: *Gyroidina caucasina* Subb., *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.), *Anomalina acuta* Plummer, а также появлением некоторых палеогеновых видов. При разнообразии литологического состава и фауны фораминифер возраст датского яруса распознается с трудом.

В распределении мощностей верхнемеловых отложений наблюдается определенная закономерность: максимальные мощности совпадают с центральными частями Днепровско-Донецкой, Причерноморской, Львовской впадин; к периферии впадин мощности постепенно умень-

шаются до полного выклинивания. В Днепровско-Донецкой впадине максимальные мощности прослеживаются по направлению Калиновичи—Глинск (865 м) — Харьков (564 м). К северо-востоку и юго-западу от этой полосы мощность верхнемеловых пород уменьшается. Так, к северу от Харькова, в Белгороде, мощность верхнего мела составляет 239 м, в Курске около 60 м; а в районе Брянска — 16—20 м; к югу от Харькова — в Сахновщине около 300 м, а несколько южнее — в районе ст. Лозовой отложения верхнего мела совсем исчезают из разреза.

По данным пробуренных к настоящему времени скважин в Приазовском районе Причерноморской впадины мощность верхнемеловых отложений, превышающая 800 м, установлена для наиболее южной части района (Ново-Алексеевка — 829 м); к северу она быстро падает; так, в двух скважинах, пробуренных в окрестностях с. Чкалово, расположенных в нескольких километрах одна от другой, мощность мела уменьшается от 135 до 11 м.

Фациальные изменения верхнемеловых отложений выражаются в замене мергельно-меловых осадков песчаными, местами обогащенными глауконитом; наиболее заметны такие переходы для слоев маастрихта, состоящих обычно из мела и мергелей и переходящих местами в известковистые пески и опоки. Песчано-глауконитовые разности приурочены к низам меловой толщи, составляющим сеноманский ярус.

Периоду максимальной трансгрессии моря соответствует формирование мощной мергельно-меловой толщи; периоду его наступания и отступления — формирование песчаных разностей. Характерно также распределение фосфоритов, которые обычно бывают приурочены к отдельным ярусам (сеноман) или к контактным зонам между ярусами.

В Донецком каменноугольном бассейне по всей толще верхнемеловых отложений и в особенности в породах верхних ярусов увеличивается песчаность, что позволяет рассматривать их как отложения мелководной зоны, а непокрытые меловыми осадками участки каменноугольных отложений — как верхнемеловые острова. В пределах Украинского кристаллического массива, как уже упоминалось выше, верхнемеловые отложения имеют ограниченное распространение. В северной части массива они образуют небольшие острова опожовидных пород сеноманского и туронского возраста (рис. 71, 72). История развития территории Украины в меловое время представляется в следующем виде.

Море нижнемеловой эпохи кратковременно захватывает небольшие участки описываемого региона; в альбское время начинается расширение трансгрессии; в сеноманское и послесеноманское время море заликает огромное пространство, покрывает южную часть Русской платформы, за исключением довольно большого участка Украинского кристаллического массива и Донбасса. Перекрывая северный склон кристаллического массива, оно соединяет Днепровско-Донецкую впадину со Львовской и далее к западу с Германской низменностью. На юге, через Приазовский пролив, происходит соединение бассейна Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса с морем Причерноморской впадины, а затем и с Крымским; на востоке море простирается до Ферганской долины. Таким образом, территория Украинской ССР в верхнемеловое время составляет часть огромного открытого бассейна с очень стойким и выдержанным режимом, со сходными на больших площадях осадками с близкой макрофауной и микрофауной. Своеобразная фация верхнемеловых пород области кристаллического массива — трепеловидные, опожовидные породы, глауконитовые пески и глины, — подчеркивает особые условия формирования здесь верхнемеловых отложений.

В маастрихтское время море мелеет, мел и мергель обогащаются песком, а к концу датского времени отмечается полная регрессия мелового моря. В следующий период происходят крупные размывы, в связи с чем сохранились лишь островные останцы пород датского яруса.

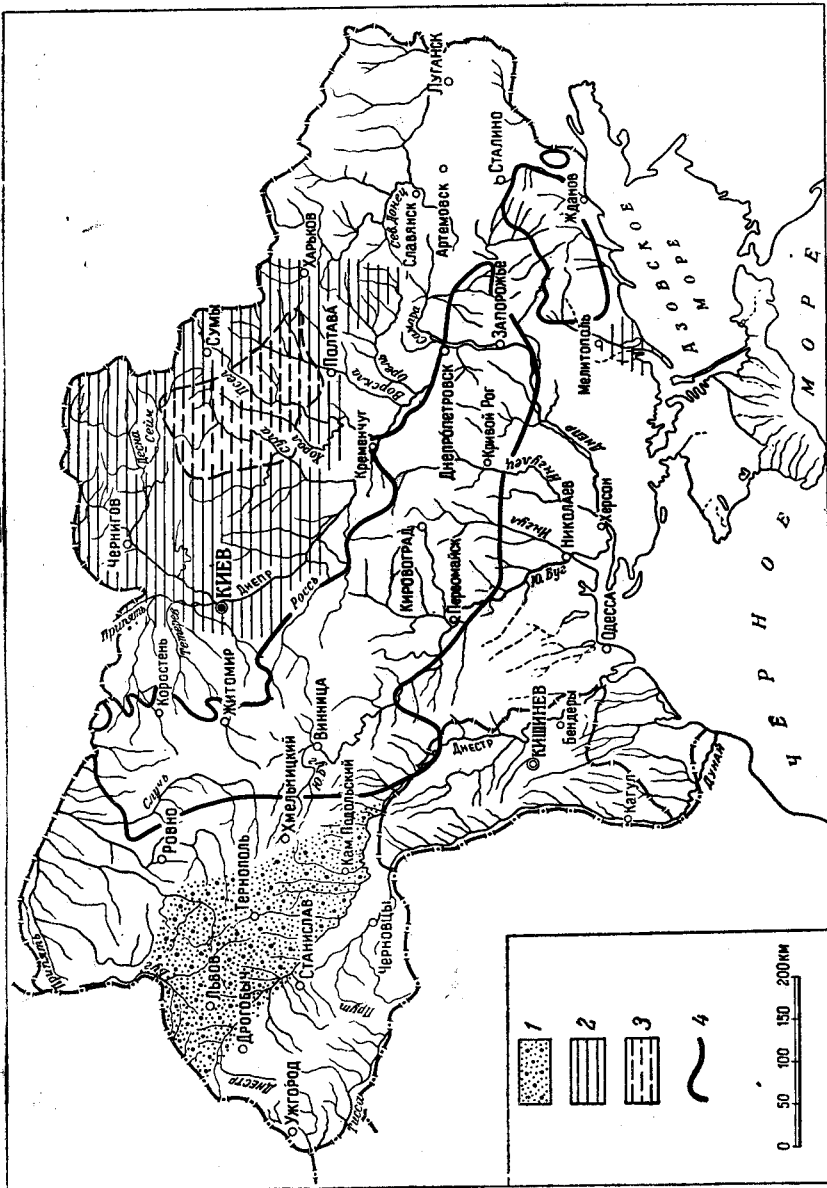


Рис. 70. Схематическая карта распространения фаций нижнемелового времени
 1—песчаные фации: глауконитовые пески, пески с кремнями, песчаники и песчаные мергели; 2—песчано-глинистые фации; 3—пестроцветные фации: красные, серые и зеленые глины и пески; 4—контуры возвышенной части Украинского кристаллического массива

Меловые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса

Нижний мел. Вопрос о том, есть ли отложения нижнего мела в Днепровско-Донецкой впадине, возникал не раз и до настоящего времени вызывает споры, несмотря на то, что прошло уже свыше ста лет после впервые высказанного К. М. Феофилактовым (18516) предположения о наличии его во впадине.

Основная причина слабой изученности нижнемеловых отложений кроется в сравнительно глубоком залегании этих пород. Палеонтологические находки в нижнемеловой толще были крайне редки. По стратиграфическому положению — ниже верхнего мела и выше верхней юры —

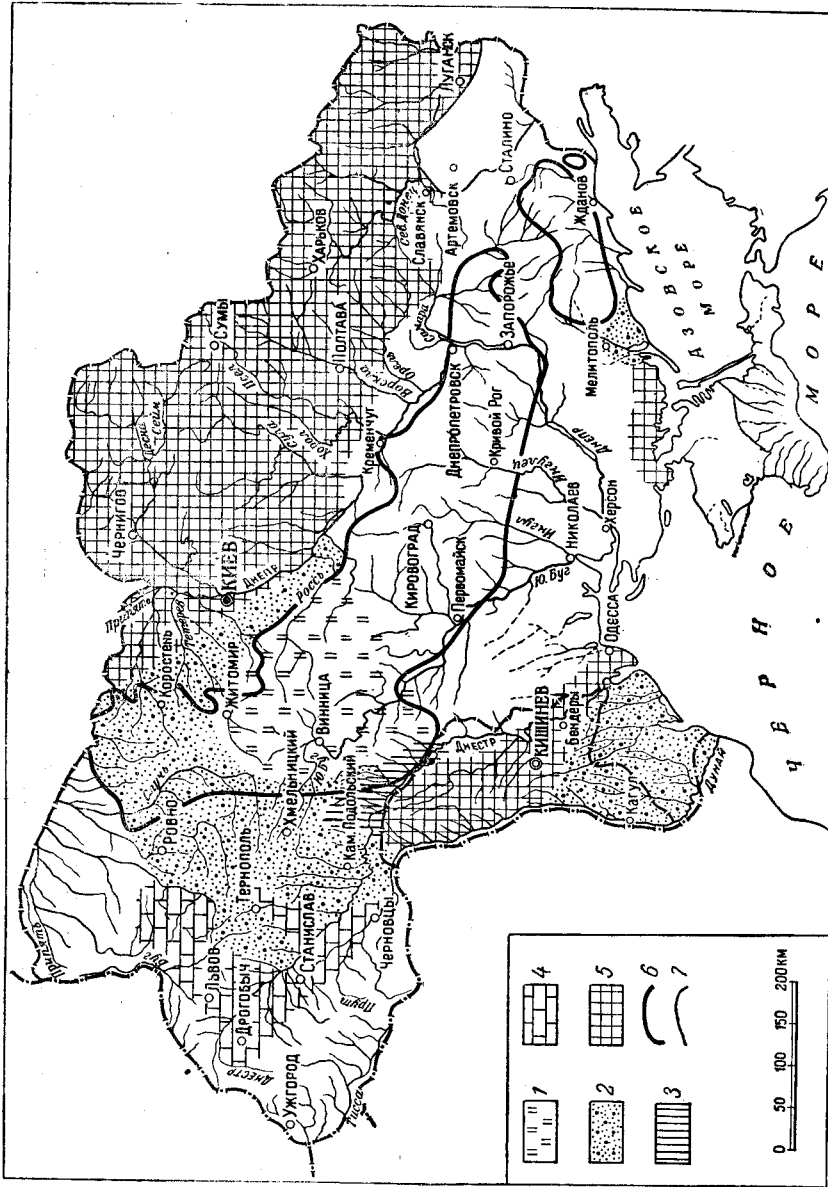


Рис. 71. Схематическая карта распространения фаций сеноманского времени
 1 — области спеса; 2 — песчаные фации: глауконитовые пески, пески с кремнями, песчаниками и песчанистые мергели; 3 — кремни-
 стые фации: опоки, трепелы, реже пески; 4 — известняково-мергельные фации; 5 — мергельно-меловые фации; 6 — контуры; 7 — возвы-
 шенной части Украинского кристаллического массива; 7 — контуры распространения палеозойских отложений Донбасса

данную толщу относили или к верхам верхней юры, или к низам верхнего мела, или присваивали им такой неопределенный термин, как «верхнеюрские — нижнемеловые слои». В настоящее время этот вопрос разрешен лишь частично, для отдельных районов, но наличие нижнего мела в Днепро-Донецкой впадине уже не вызывает больше сомнений.

Проблематическая толща, которая может быть отнесена к нижнему мелу, представлена серией пестроцветных, серых, коричневых или

углисто-черных песчано-глинистых и гравийных отложений, даже по внешнему виду резко обособленных среди пород мезозоя. Мощность ее колеблется от 2—3 до 345 м. В северной части впадины эта толща подстилается юрскими серыми глинами и песками с фауной и микрофауной.

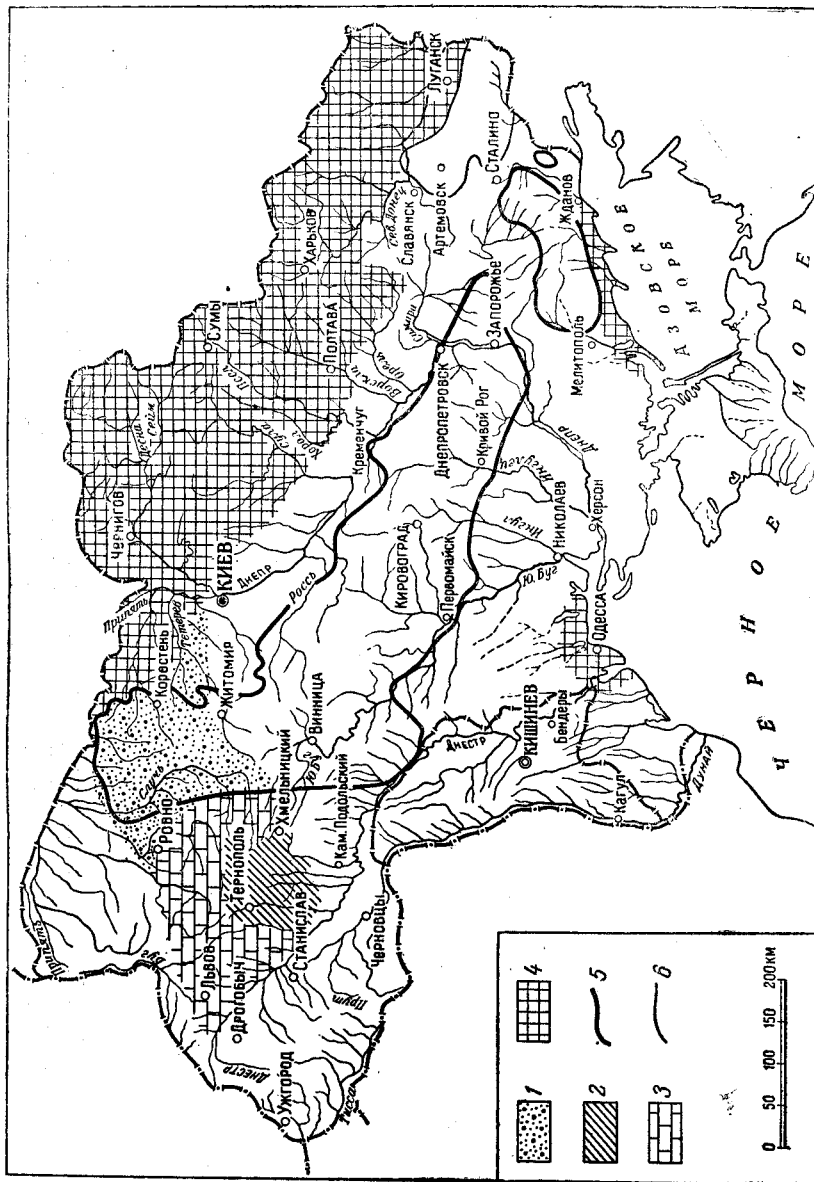


Рис. 72. Схематическая карта распространения фаций туронского времени

1 — песчаные фации: глауконитовые пески, пески с кремнями, песчаники и песчаные мергели; 2 — известняково-кремнистые фации; 3 — известняково-мергелистые фации; 4 — мергелисто-песчаные фации; 5 — мергелисто-песчаные фации; 6 — контуры палеозойских отложений Донбассского массива

вислне определяющей их возраст, а иногда немymi пестроцветными глинами.

Часть проблематических пестроцветных отложений многие геологи относят к кимериджу; однако в настоящее время точный критерий для разграничения осадков нижнего мела и юры еще не выработан.

Переход от пород проблематической толщи к юре или неясен, или хорошо отбивается по смене литологического состава пород, поскольку в основании на границе с юрой в отдельных случаях присутствует серая

глина. В своей верхней части отложения, относимые нами к нижнему мелу, совершенно постепенно и незаметно переходят в сеноманские пески и песчаники, как это отмечается для юго-западной части впадины; в полевых условиях провести границу между нижнемеловыми и сеноман-

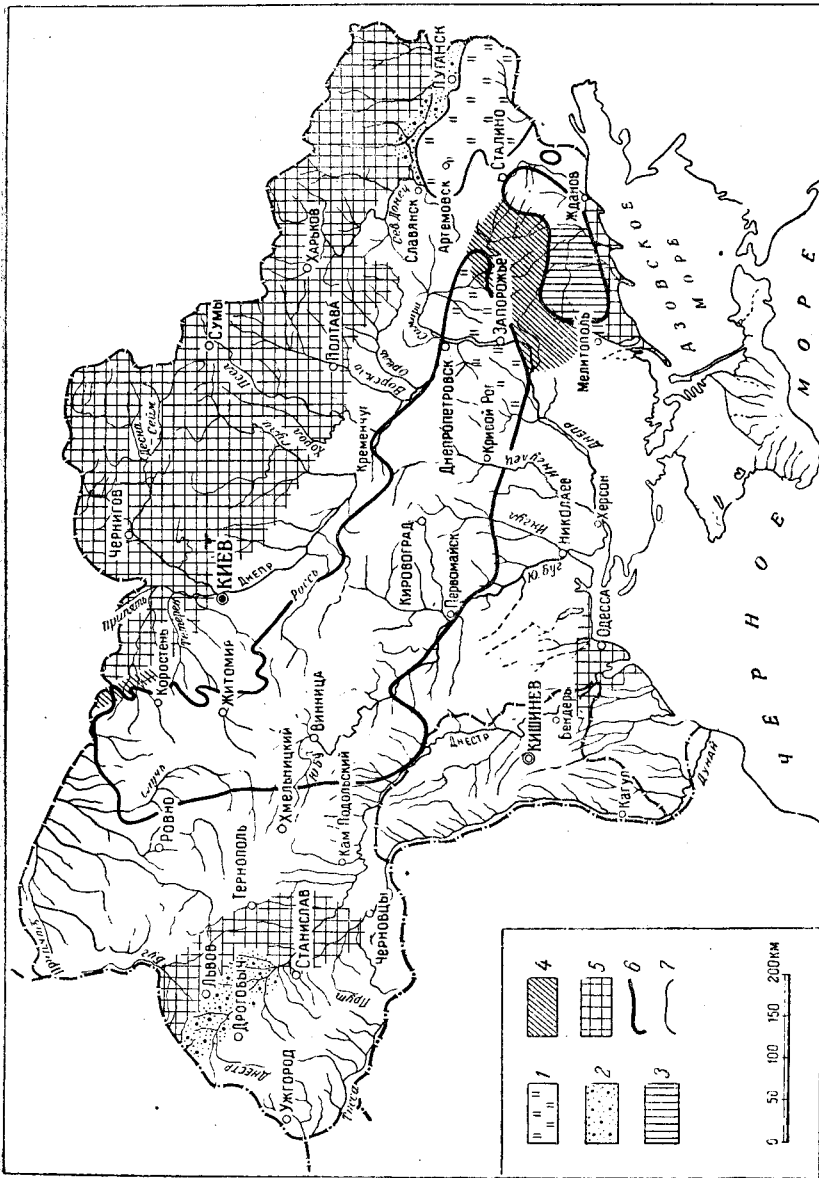


Рис. 73. Схематическая карта распространения фаций сенонского времени
 1—области сноса; 2—песчаные фации: глауконитовые пески, пески с кремнями, песчаники и песчаные мергели; 3—кремнистые фации: опоки, трепель, реже пески; 4—известняково-кремнистые фации; 5—мергельно-меловые фации; 6—контуры возвышенной части Украинского кристаллического массива; 7—контуры палеозойских отложений открытий Добружского бассейна

скими слоями трудно. В редких случаях, когда верхнемеловые отложения сеноманского яруса выклиниваются, кровлей проблематической толщи являются мергельно-меловые породы верхнемелового возраста или песчано-глинистые отложения палеогена.

Подсеноманская толща песчано-глинистых отложений впадины еще в начале настоящего столетия вызывала интерес гидрогеологов, так как

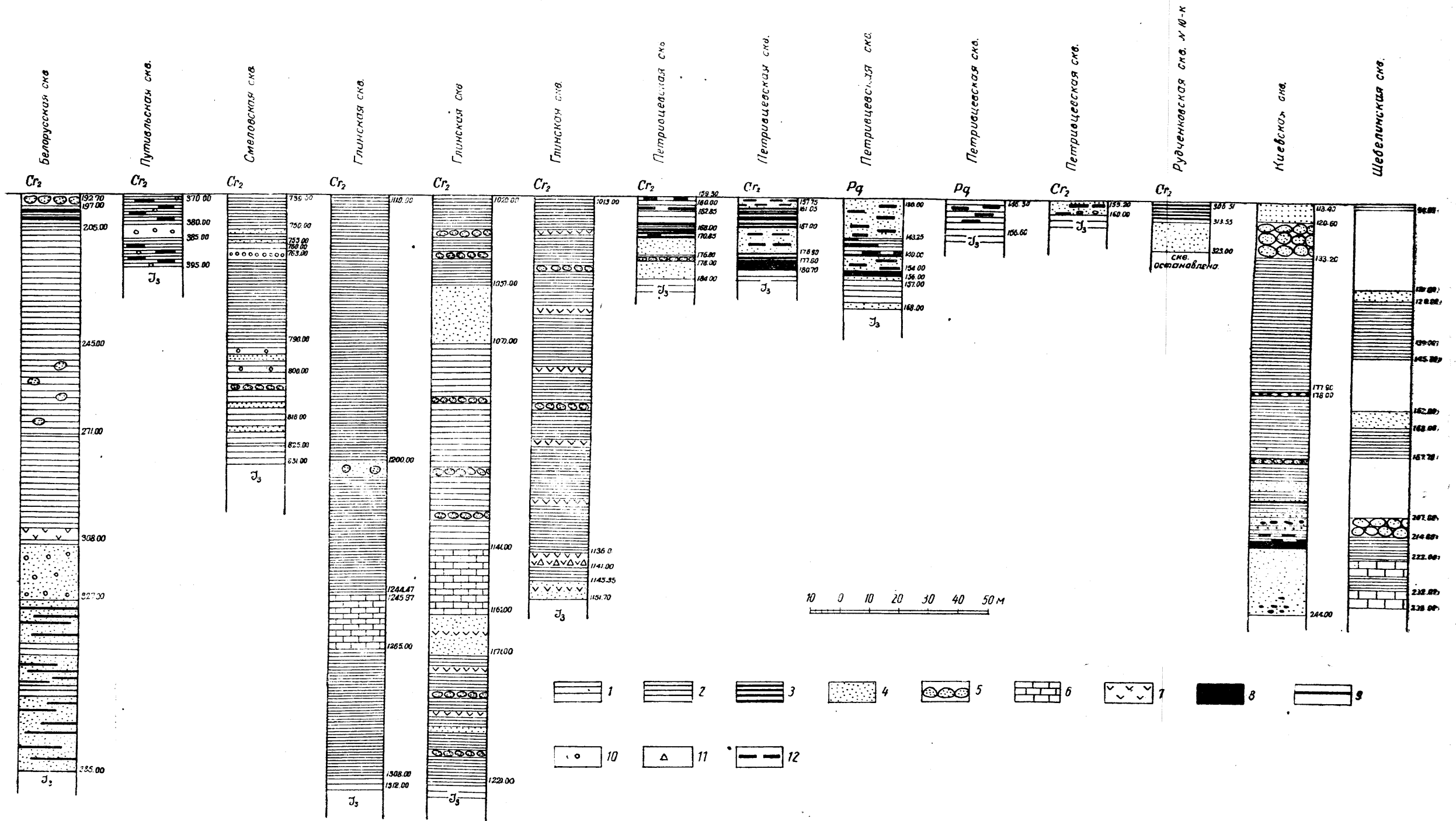


Рис. 74. Разрезы нижнемеловых отложений по скважинам, пробуренным в Днепровско-Донецкой впадине

1—глина серая и серо-голубая; 2—глина пестроцветная; 3—глина темно-серая, углистая; 4—песок; 5—песчаник; 6—известняк; 7—мергель; 8—уголь; 9—углистые прослойки; 10—включения пирита; 11—включения ангидрита; 12—включения угля

к ней приурочен высокодебитный и широко распространенный, хотя и мало доступный, водоносный горизонт (так называемый «юрский водоносный горизонт»). Она была пройдена скважинами в гг. Киеве, Василькове, Переяславе, Черкассах, Миргороде, Полтаве, Харькове, Бобровице (Луцицкий, 1926). По характеру пород пройденная скважинами мощная толща темноокрашенных глин, песков и гравия с глинистыми прослоями приближается к типу континентально-прибрежных отложений. Результаты бурения последних лет позволяют определять их возраст как надъюрский, возможно нижнемеловой.

На юге впадины, в районе сс. Краснопавловки и Лозовой, по данным Н. Ф. Балуховского, А. К. Курилика и А. Г. Паламарчука, над отложениями верхней юры некоторыми скважинами вскрыты голубовато-серые разнотельные, иногда гравелистые пески и рыхлые песчаники, местами каолинизированные с линзами каолинизированных глин; они трансгрессивно залегают на песчано-глинистых горизонтах верхней юры.

На северо-западных окраинах Донбасса между юрой и верхним мелом встречены пестроокрашенные глины, суглинки и супеси, а выше белесовато-желтые песчаные глины с глыбами катунов, которые, по всей вероятности, если не полностью, то частично являются аналогами описываемых выше слоев проблематической толщи.

Вся толща пород, предположительно относимая к нижнему мелу, по литологическому составу может быть разделена на три части.

1. В основании ее непосредственно на юре местами залегают мало-мощный слой темно-серой, плотной песчано-слюдистой глины, с довольно многочисленными по количеству, но очень однообразными по видовому составу раковинами песчаных фораминифер. Область распространения этой глины ограничена; она отмечена только в нескольких скважинах северного склона впадины (Смеловские, Засульская). Все раковины фораминифер относятся к роду *Haplophragmoides*, среди которых можно различить *H. nonioninoides* (Reuss). Большинство раковин сильно деформировано. Для этих слоев обычны также макроспоры растений. Мощность глин незначительна (2—3 м).

2. Выше темно-серой глины, а где она отсутствует, непосредственно на юрских отложениях, залегают серия пестроцветных глин, окрашенных в сургучно-красные, охристые, голубовато-серые и светло-серые цвета. В глинах имеются прослойки песка и песчаника. Распространяются отложения этой серии на центральную часть впадины и обнаружены во многих скважинах (Глинск, Смелое, Полтава и др.); к периферической части впадины в них начинают появляться углистые прослойки (Путивль, рис. 74). Из ископаемых остатков в них встречены только очень редкие оогонии харовых водорослей и остракоды, т. е. такие же палеонтологические остатки, какие были встречены в подстилающих юру триасовых пестроцветах. Эти микроорганизмы не позволяют установить возраст осадков и указывают только на сходство фаций. Мощность пестроцветных глин изменяется, местами достигая 320 м.

3. В периферических частях впадины, в верхних частях склонов купольных структур и местами на северо-западных окраинах Донбасса, на контакте юры и верхнего мела развита песчано-глинистая толща. Она состоит из терригенных пород различного гранулометрического состава и разнообразных оттенков серого, желтовато-серого, голубовато-серого, а иногда и темно-серого, почти черного цвета; в последнем случае окраска зависит от примеси углистых частиц; нередко встречаются обуглившиеся остатки растений. Мощность слоев от 2 до 25 м.

Многочисленные микропалеонтологические исследования в большинстве случаев оставались безуспешными. Но в отдельных случаях все же

были получены конкретные результаты; так, в Каневском и Корсунь-Шевченковском районах (с. Костянец, р. Ольховчик) был обнаружен комплекс мелких и редких фораминифер, характерных для альба, причем преобладали представители семейства лагенид, а именно: *Lagena apiculata* Reuss, *L. sp.*, *Nodosaria tetragona* Reuss, *N. lageniformis* sp. nov., *N. nana* Reuss, *N. cylindraceae* Reuss, *N. sp.*, *Marginulina* aff. *debilis* Berthelin, *M. jonesi* Reuss, *Dentalina communis* d'Orb., *Vaginulina parallela* (Reuss), *V. truncana* Reuss, *V. kanevi* sp. nov., *Frondicularia* sp., *Cristellaria diademata* Berthelin, *C. bononiensis* Berthelin, *C. ucrainica* sp. nov., *C. münsteri* Roemer, *Tristix (Rhabdogonium) globuliferum* Reuss, *T. sp.*, *Globulina gibba* d'Orb., *G. prisca* Reuss, *G. exerta* Berthelin, *Glandulina* sp., *Globigertina infracretacea* Glaess., *G. globigertinellinoides* Subb., *G. cretacea* d'Orb., *Cibicides* aff. *formosa* Brotz., *C. lobatulus* Walk. et Jacob и др. Кроме того, единичные раковины фораминифер, главным образом из семейства глобигеринид, были обнаружены в подсенноманских породах в жернах Ромодановской и Сумской скважин.

Приведенный комплекс фораминифер наиболее близок к фораминиферовому комплексу альба Западной Европы. Об альбском возрасте песчаной толщи, залегающей в подошве сеномана Каневского района, установленном на основании находок фауны, сообщали К. М. Феофилактов (18516), Д. Н. Соболев (19266), О. В. Савчинская (1940) и др. В. В. Резниченко относил эту толщу к сеноману (1926). Гравелистые каолинистые пески континентального типа, встреченные в окрестностях Канева: Р. Р. Выржиковским (1916), залегают ниже сеномана и альба.

Насколько сопоставляемы пестроцветные глины центральной части впадины с песчано-углистыми отложениями ее периферических районов сейчас неясно, но если пестроцветные глины и могут быть сопоставлены с ними, то только в своей верхней части.

Микроорганические остатки, найденные во всех трех отделах проблематической толщи, свидетельствуют о разном возрасте этих отделов.

В последнее время произведена попытка определения возраста описываемой серии отложений по спорам и пыльце. По данным спорово-пыльцевого анализа верхняя часть надъюрской глинисто-песчаной свиты г. Харькова относится к нижнему мелу, нижняя — к юре (Захарченко, 19506). Это вызывает необходимость дальнейших углубленных работ по определению возраста проблематической серии пород.

Данные о нижнемеловых (альбских) отложениях северо-западных окраин Донецкого бассейна также весьма неточны; к нижнему мелу тут обычно склонны относить толщу кварцевых песков и кремнистых песчаников с фосфоритовыми стяжениями, залегающими в подошве сеномана. В отличие от сеноманских песков эта толща обычно лишена глауконита; она входит в состав верхней части, выделяемой Г. Ф. Лунгергаузенем (1944а) «заводской» свиты континентальных неслоистых белесых каолинистых песков и рыхлых песчаников. Макроскопических органических остатков в них до сих пор обнаружено не было, микроскопически они не исследованы (рис. 75).

Верхний мел. Верхнемеловые отложения покрывают большую площадь Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изученность этой толщи в настоящее время еще далеко не достаточна и неравномерна; главной причиной этого является глубокое залегание меловых пород. По верхнемеловым отложениям открытых районов впадины и окраин Донбасса имеется довольно большое количество работ, в то время как о районах закрытых сведения крайне ограничены.

Первые сведения о верхнемеловых отложениях описываемой площади в литературе появились еще в XVIII столетии, а их изучение началось с середины прошлого столетия. Верхнемеловые образования описаны в работах К. М. Феофилактова (1872), И. Ф. Леваковского (1872), П. Я. Армашевского (1883а, б; 1886, 1903б), П. П. Пятницкого (1889, 1891), Г. А. Радкевича (1894, 1900), Л. И. Лутугина (1894), И. Фавра (1903), А. Д. Архангельского (1912а, 1913, 1924), В. И. Лучицкого (1913), Г. Ф. Мирчинка (1927, 1933), Г. С. Буренина и Г. Ф. Мирчинка (1914), Р. Р. Выржиковского (1916), Н. С. Шатского (1924, 1937а), В. В. Резниченко (1926), А. В. Липковской (1930), Д. Н. Соболева

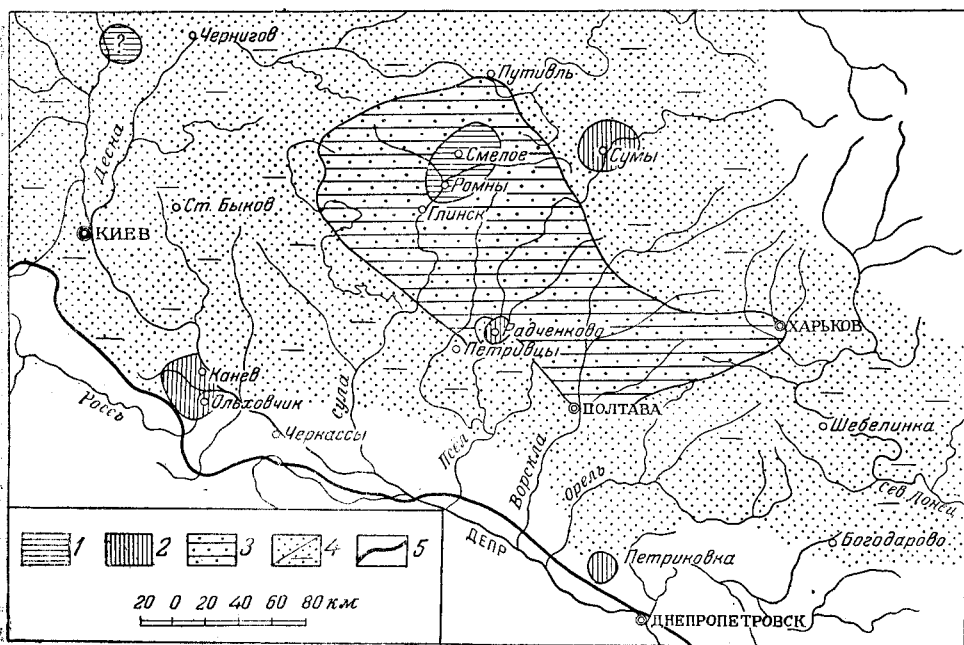


Рис. 75. Схема предполагаемого распространения нижнемеловых отложений в Днепровско-Донецкой впадине

1—темно-серые глины (готерив-баррем) с *Harplophragmoides nonioninoides* Reuss; 2—глинисто-песчаные и углистые отложения (альб ?) с различными *Lagenidae* и *Globigerinidae*; 3—область развития пестроцветных озерных глин (неоком ?); 4—область развития песчано-глинистых и углистых отложений (альб ?); 5—граница Украинского кристаллического массива

(1934а, 1938а), Л. И. Карякина (1939), Б. М. Келлера (1935), Л. Е. Наливайко (1936), Г. М. Захарченко (1936, 1941, 1950а, 1950б, 1951), О. К. Каптаренко-Черноусовой (1939б), О. В. Савчинской (1939, 1940), И. П. Чернецкого (1940, 1941а, 1941б), К. И. Макова (1941), Б. Ф. Мефферта; И. С. Шаропова (1949), О. Р. Коноплиной (1951), Г. Г. Мурашковой (1951) и др.

В последнее время сведения о глубокозалегающих верхнемеловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины пополнились данными, полученными в результате бурения ряда глубоких скважин.

Стратиграфическая схема подразделения верхнемеловых отложений создавалась на протяжении последних лет прошлого и начала текущего столетия. В 1893 г. Л. И. Лутугин выделил для северной периферии Донецкого бассейна отложения сеноманского яруса. В следующем 1894 г. Г. А. Радкевич установил сеноманский возраст верхнемеловых отложе-

ний Каневского Приднепровья; в 1924 г. Н. С. Шатский произвел подразделение мергельно-меловой толщи окраин Донбасса, лежащей выше сеноманских отложений, на туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы. Схема Н. С. Шатского вполне может быть распространена на более широкую площадь и положена в основу подразделения верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.

Область распространения верхнемеловых отложений в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западных окраинах Донецкого бассейна оконтуривается следующим образом: на юго-западе крайние выходы их обнаружены бурением в с. Василькове, с. Беркозовке, в бассейне р. Росси под третичными отложениями на юрских глинах. На юге граница их проходит несколько севернее выходов на поверхность кристаллического массива по линии: с. Новые Санжары — с. Кунцево — с. Богдановка, несколько севернее с. Ново-Григорьевки, южнее с. Малый Орчик — с. Сахновщины и севернее ст. Лозовой. В районе с. Панютино граница уходит на север в меридиональном направлении и сохраняет его до с. Алексеевки. Отсюда в прежнем широтном направлении она продолжается к востоку и проходит южнее г. Балаклеи, где сворачивает на юг-юго-восток к гг. Краматорску и Константиновке.

На западе (Волынь) верхнемеловые отложения распространены в виде незначительных, но многочисленных островков, сохранившихся от размыва на поверхности кристаллического массива в понижениях древнего рельефа. Северная граница распространения верхнемеловых отложений прослеживается далеко за пределами Украинской ССР.

На дневную поверхность отложения верхнего мела выступают по окраинам Днепровско-Донецкой впадины. В северной части Украинской ССР, по данным В. Г. Бондарчука (1947), они обнажаются или залегают под четвертичными отложениями на площади, расположенной к северо-востоку от линии: Балабановка, Колибобр, Новгород-Северск; кроме того, они отмечены на правом берегу р. Десны до устья р. Рети, по долине р. Рети почти до г. Кролевца, в верхней части течения р. Клевани, в средней части р. Сейма. На северо-западных окраинах Донецкого бассейна они развиты между гг. Изюмом и Артемовском, обнажаясь по склонам рек всех левых притоков р. Северный Донец и особенно в районе гг. Славяносербска, Луганска и р. Глубокой. Крайние выходы имеются в районе г. Балаклеи. На юго-западных окраинах Днепровско-Донецкой впадины выходы верхнемеловых отложений на поверхность прослеживаются по рр. Днепру и Росси в границах Каневского и Корсунь-Шевченского районов.

На большей части Днепровско-Донецкой впадины верхнемеловые отложения уходят на значительные глубины и присутствие их в разрезе осадочной толщи устанавливается только по данным бурения. В некоторых случаях в Днепровско-Донецкой впадине палеогеновые отложения залегают непосредственно на серии песчано-глинистых и углистых пород, относимых к нижнему мелу, при полном выклинивании осадков верхнемелового возраста; обычно такие острова нижнемеловых пород отмечаются в районах солянокупольных структур. Они установлены Колайдинскими, Лубенскими, Петривцевскими, Шебелинскими и Самарскими скважинами.

Подстилаются верхнемеловые отложения Днепровско-Донецкой впадины нижнемеловыми и юрскими породами; то же наблюдается в сопредельном районе северо-западных окраин Донецкого бассейна. Далее на восток в пределах Донбасса верхнемеловые отложения залегают непосредственно на размытой поверхности юры, триаса и карбона.

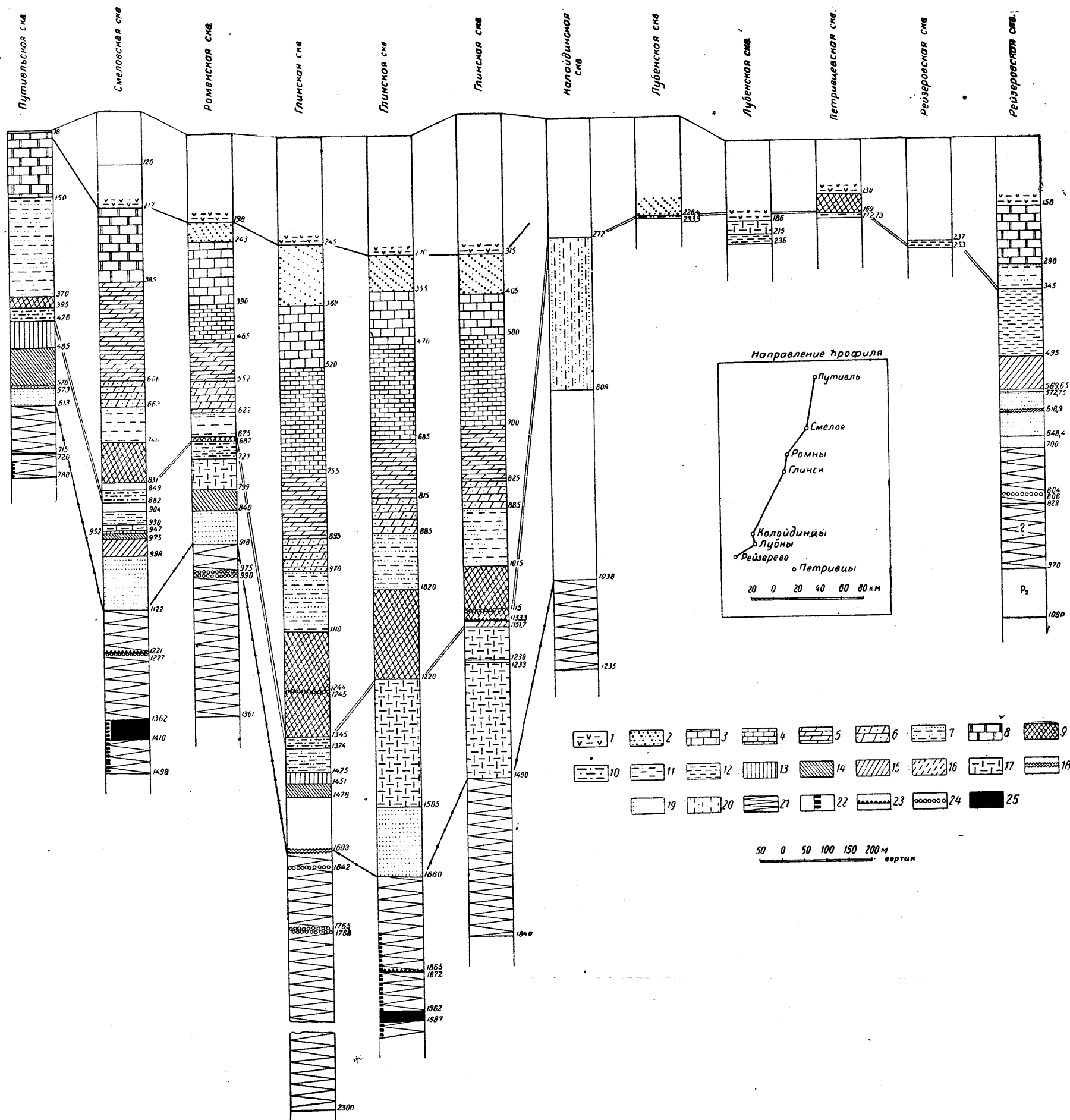


Рис. 76. Разрезы скважин по линии генерального профиля Путивль—Рейзерово

1—палеоген; мел верхний; 2—датский ярус; 3—маастрихт; 4—кампан; 5—сантон; 6—турон; 7—сеноман; 8—мел верхний нерасчлененный; 9—мел нижний, нерасчлененный; юра верхняя: 10—оксфорд верхний; 11—оксфорд нижний (?); 12—оксфорд нерасчлененный; 13—келловей верхний; 14—келловей средний; 15—келловей нижний; 16—келловей нерасчлененный; 17—юра верхняя нерасчлененная; юра средняя: 18—юра средняя морская (байос ?); 19—юра средняя континентальная (?); 20—юра нерасчлененная; т р и а с: 21—пестроцветные породы; п е р м ь: 22—кирпично-красные породы; 23—остракоды; 24—хары; 25—оолиты

Покрываются верхнемеловые отложения породами палеогенового возраста. В контакте мела и палеогена местами прослеживается слой кремневой и кварцевой, а иногда фосфоритовой гальки. Это отмечается для южной части Днепровско-Донецкой впадины по среднему течению рр. Ворсклы и Орели (А. Г. Паламарчук и Е. Б. Чутко), для Черниговской области и др.

Сложены верхнемеловые отложения песчаными, мергельно-меловыми, мергелистыми и меловыми породами. Мощность верхнемеловых отложений колеблется в широких пределах, от нескольких десятков до сотен метров (Глинская скважина — 865 м). Мощность свыше 500 м установлена в Глинских, Засульской, Роменской, Смеловской скважинах; от 300 до 500 м — Полтавской, Миргородской, Путивльской. Малые мощности соответствуют присклоновым районам впадины; областям развития соляных поднятий и северо-западным окраинам Донецкого бассейна (рис. 76).

Сложены верхнемеловые отложения следующими ярусами: сеноманским, туронским, коньякским, сантонским, кампанским и маастрихтским; в последнее время появилось предположение о наличии во впадине слоев датского яруса.

Сеноманский ярус. Отложения этого яруса распространены почти во всей впадине и по северо-западной периферии Донецкого бассейна. Естественные выходы пород сеноманского яруса в Днепровско-Донецкой впадине прослеживаются в многочисленных обнажениях. Сеноманские осадки представлены внизу глауконитовыми фосфоритовыми песками и песчаниками, сверху — глауконитовым песчаным мергелем и глауконитовым мелом. На пространстве от северо-западных окраин Донбасса до Киева нижняя часть сеноманских песков содержит прослой и линзы песчаников, переполненные спикулами губок. Песчаники образуют слой мощностью 1—3 м (Миргород). Выше песков и песчаников залегает фосфоритовый горизонт.

В центральной части впадины сеноманские пески также покрыты фосфоритовым слоем мощностью до 1 м (Ромны); среди песков встречаются прослой песчаников и кремневые стяжения.

На юго-западном крыле Днепровско-Донецкой впадины состав пород сеномана несколько меняется. В разрезе появляются довольно мощные прослой глин и чрезвычайно типичный опоково-кремнистый горизонт, выделенный В. И. Лучицким под названием гезового. Он представляет собой толщу, состоящую из переслаивающихся глин, глауконитовых песков и большого количества стяжений опоки причудливой формы с шероховатой поверхностью и с пустотами до 1—1,5 см (гезы); гезы обычно образуют сплошной слой 5—10 см мощности, который перекрыт серыми песчаными глинами от 2 до 6 см мощности; выше залегают серые и черные кремнистые песчаники, покрытые сверху тонкозернистыми зелено-серыми глауконитовыми песками.

Глауконитовый песчаный мергель и глауконитовый мел связаны с подстилающими песками постепенными переходами. Зафиксированы эти породы в районе Каневского Приднепровья, а также описаны Н. С. Шатским для северо-западных окраин Донбасса (у с. Стародубовки). Мощность сеноманских отложений достигает 160 м; в западной части северо-западных окраин Донецкого бассейна она составляет 30 м; далее к востоку мощность постепенно уменьшается до нескольких метров.

По палеонтологическим данным отложения сеноманского яруса подразделяются на два горизонта: нижний и верхний. Нижний горизонт характеризуется присутствием *Exogyra conica* Sow. и *Pecten asper* Lam., верхний — *Actinocamax plenus* Blv. Более характерные для верхнего

горизонта следующие фораминиферы: *Tritaxia tricarinata* Reuss, *Arenobullmina* ex gr. *sabulosa* Charm., *Gümbeltria cenomana* Kell., *Bolivinita eouvigeriniformis* Kell., *Anomalina berthelini* Kell., *A cenomanica* Brotz.

Покрываются сеноманские отложения пишущим мелом и мергелями с прослоями мелкозернистых зеленоватых песков туронского и сеноманского ярусов. Толща пишущего мела сложена обломками микрофауны преимущественно фораминифер, которые присутствуют иногда в виде хорошо сохранившихся раковин. Одновременно в значительном количестве присутствуют мелкие сферолиты кальцита с радиально лучистым и скорлуповатым сложением, играющие видную роль в составе мела и мелового мергеля; обычно сферолиты имеют около 0,003 мм в поперечнике. В значительном количестве, в особенности в средней части толщи, присутствуют чешуйки каолина; иногда встречается чрезвычайно много мелких зерен кальцита. Попадают также и спикулы губок, местами в довольно большом количестве. В основании нередки черные стяжения фосфорита.

Туронский ярус. Отложения туронского яруса в Днепровско-Донецкой впадине представлены меловыми мергелями и белым писчим мелом. На северо-западных окраинах Донецкого бассейна они сменяют глауконитовые песчанитые отложения сеномана без видимого перерыва; начинаются они здесь глауконитовым мергелем с мелкими фосфоритами, переходящими выше в песчанитый глауконитовый мергель, белый мелоподобный мергель и затем в белый мел.

В области залегания туронских отложений непосредственно на каменноугольных породах в их основании наблюдается слой конгломерата с детритусовой фауной верхнемелового возраста. Распространены отложения турона в северной части УССР весьма широко, но естественные выходы главным образом встречаются на северо-западных окраинах Донбасса по правобережью Северный Донец (у с. Протопоповки) полосой от хут. Заводского через с. Камышеваха до с. Богородичного и далее до с. Пришиба, через с. Голую Долину к с. Маяки. На левобережье р. Северный Донец туронские осадки констатированы в низовьях рр. Изюмца, Оскола, Нетриуса (Шандрыголова), Жеребца (Терны), на р. Красной у Кременного и др. Мощность туронских отложений в Днепровско-Донецкой впадине достигает 60—75 м; на окраинах Донбасса она уменьшается до 30 м.

Фауна здесь бедная. Наиболее характерными формами являются *Inoceramus labiatus* Schloth. для нижней части яруса и *Inoceramus lamarcki* Park для верхней; из фораминифер можно назвать: *Spiroplectammina praelonga* (Reuss), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Stensioina praeexculpta* Kell., *Bifarina regularis* Kell., *Anomalina kelleri* (Mjatl.).

Коньякский ярус. Отложения коньякского яруса литологически очень сходны с туронскими и границу между ними по внешним признакам провести почти невозможно. Представлены они той же фацией пишущего мела, какой завершается турон; распознаются по появлению в разрезе *Inoceramus involutus* Sow.

По составу фораминифер отделить коньякский ярус от смежных ярусов также трудно. Нижняя его часть содержит туронские формы, верхняя — постепенно приобретает облик, близкий к сенону. В средней части туронская *Spiroplectammina praelonga* Reuss и *Bifarina regularis* Kell. уже не встречаются, но присутствуют одновременно два таких вида

как *Stenstoina praeexculpta* Keller, *S. exculpta* (Reuss), а также *Bolivinita eleyi* Cushman, *Anomalina thalmani* Brotz.

По кернам скважин коньякский ярус обычно выделить трудно; частично его относят к турону, частично — к сантону. Ориентировочная его мощность до 30 м.

Сантонский ярус. Отложения сантонского яруса в Днепровско-Донецкой впадине представлены толщей мергелей серых и зеленоватых, кверху белых мелоподобных. В основании их к востоку от впадины наблюдается тонкий слой черных фосфоритов. При залегании непосредственно на карбоне, что имеет место на окраинах Донбасса, туронские отложения слагаются грубым песчаным мергелем и известковистым грубым песком с битыми раковинами и мелкими гальками кремня, кварца и фосфорита. Выходы сантонских отложений на поверхность приурочены к северной части Днепровско-Донецкой впадины. Они развиты в бассейне рр. Десны, Клевани, Псла, Сейма. На окраинах Донецкого бассейна они прослеживаются в области Бахмутской котловины, слагают среднюю часть Криволюцкой котловины и значительную часть Серебрянской мульды: установлены по р. Нижней Беленькой, на левобережье Северного Донца — в низовьях рр. Сухого Изюмца, Оскола, Нетриуса, Жеребца и по Красной выше с. Кременного. Мощность отложений сантонского яруса достигает в центральной части впадины 215 м; в с. Кириковке — около 124 м; к востоку, на северо-западных окраинах Донецкого бассейна — не менее 50 м.

В сантонском ярусе выделяют нижний и верхний подъярусы. Характерными формами для белого или серовато-белого мела нижнего подъяруса являются: *Actinocamax ferus* Moll. var. *fragalis* Arkh. и *Belemnitella praecursor* Stolleу. Белый глинистый мел нижнего сантона кверху становится песчаным и постепенно переходит в серовато-зеленый песчаный мергель, относимый к верхнему сантону; в последнем, наряду с сантонской фауной, появляются представители кампанской *Belemnitella* aff. *mucronata* Stoll. mut. *senjor* Now., что и явилось основанием для отнесения его к верхнему горизонту сантона.

В. П. Василенко, изучавшая фораминиферы верхнемеловых отложений бассейна р. Десны, выделяет как характерные для нижнесантонского мела следующие виды: *Spiroplectamina rosula* (Ehr.), *Eponides concinna* Brotz., *Anomalina infrasantonica* Balach., *Cibicides eriksdalensis* Brotz. Появление в вышележащих серовато-зеленых песчаных мергелях таких форм, отмеченных в разрезе верхнего сантона Эмбенской и Актюбинской областей как *Ataxophragmium orbignyiformis* Mjatl., *Anomalina clementiana* (d'Orb.), *A. stelligera* Marie, *Planulina schloenbachi* (Reuss) var. *kalinint* Mjatl., *Cibicides temtrensensis* Vass., позволяет относить их предположительно к верхнему сантону.

Среди сенонских отложений северных окраин Донецкого бассейна Н. С. Шатский считает возможным на основании содержащейся в ней фауны выделить: слои с *Inoceramus balticus* Böhm. и *Belemnitella mucronata* Schloth.; слои с *Belemnitella mucronata* Schloth. при отсутствии или крайне редких *Inoceramus balticus* Böhm.; слои с *Belemnitella lanceolata* Schloth.

Мергели с *Inoceramus balticus* Böhm. развиты на границе с сантонскими слоями и покрываются слоями с *Belemnitella mucronata*; оба эти горизонта объединяются в кампанский ярус; слои с *B. lanceolata* относятся к маастрихтскому ярусу.

Кампанский ярус. Отложения кампанского яруса повсеместно без перерыва сменяют сантонские осадки; они представлены толщей белого

писчего мела, однородного, участками окремнелого; местами встречаются конкреции пирита и бурого железняка. Некоторая изменчивость состава пород кампанского яруса установлена Н. С. Шатским для северной периферии Донецкого бассейна, где они представлены белыми и глауконитовыми мергелями, мелоподобными мергелями и белым мелом с кремнями, песчаными мергелями, а также песками с прослоями известковистых песчаников. Общая мощность яруса от 17 до 235 м.

Отложения кампанского яруса, устанавливаемые в основном по микрофаунистическим данным, широко распространены в Днепровско-Донецкой впадине, в бассейнах рр. Десны, Псла и Сейма; на северо-западных окраинах Донбасса они выходят на поверхность, начиная от крайних западных обнажений в Балаклее; южнее Изюма они распространены только в осевой части средней меловой мульды и отсутствуют в юго-восточных частях Бахмутской котловины. На правом берегу р. Северного Донца мукронатовые мергели развиты от г. Лисичанска до Белой горы и около с. Нижнего. На левобережье р. Северного Донца белый мукронатовый мел отмечается в низовьях рр. Сухого Изюмца, Оскола, Нетриуса, Жеребца и Красной.

Из фораминифер более характерными для кампанского яруса являются: *Lituola aequigranensis* Beiss., *Heterostomella foveolata* Marss., *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Planulina taylorensis* (Carsey).

В. П. Василенко выделяет в кампане бассейна р. Десны три горизонта: а, б, с, из которых а и б (нижние горизонты) отнесены к нижнему кампану. Горизонт а, состоящий из белого и серовато-зеленого песчанстого мела, охарактеризован присутствием *Lituola aequigranensis* Beissel, *Anomalina schloenbachi* (Reuss), *A. ex gr. rubiginosa* Cush., *A. clementiana* (d'Orb.), *Ataxophragmium* (?) ex gr. *crassum* (d'Orb.). Горизонт б, представленный белым писчим мелом, охарактеризован следующими видами: *Orbignyna sacheri* (Reuss), *O. simplex* (Reuss), *Lituola aequigranensis* Beissel, *Bolivinoidea decoratus* (Jones) и *Planulina taylorensis* (Carsey). Горизонт с, состоящий также из белого писчего мела, относится к верхнему кампану. Он содержит следующие характерные виды фораминифер: *Bolivina* ex gr. *kalinini* Wass. n. msc., *Buliminella* ex gr. *laevis* (Beissel), *Heterostomella foveolata* (Marsson), *Bolivinoidea decoratus* (Jones) var., *Cibicides* ex gr. *spiropunctatus* Gall. et Morr.

Отложения кампанского и маастрихтского ярусов связаны слоями, содержащими *Belemnitella mucronata* и *B. lanceolata*, а потому проводимая между ними граница условна. Постепенный переход наблюдается и в составе фауны фораминифер.

Маастрихтский ярус. Состав пород данного яруса не везде одинаков. В Днепровско-Донецкой впадине — это толща мягкого серого или белого песчанстого мела, трудно отличимого от мела кампанского яруса. К востоку от впадины, на окраинах Донбасса маастрихтские отложения отличаются большой изменчивостью в вертикальном и горизонтальном направлениях; они представлены песками, известковистыми песчаниками, песчанстыми мергелями, глауконитовыми и чистыми мергелями, кремнистыми и опоковыми породами. В Днепровско-Донецкой впадине маастрихтские (лянцеолятовые) слои развиты почти повсеместно; на правом берегу р. Северного Донца, в Изюмском районе и в пределах Бахмутской котловины они совершенно отсутствуют; на левобережье р. Северного Донца они представлены в верхней части желтоватыми глауконитовыми мергелями, рыхлыми или плотными и кремнистыми,

в нижней части мелоподобными. Мощность маастрихтских отложений от нескольких до 160 м.

Распределение фауны, изученной в основном для окраин Донбасса, находится в зависимости от фациального характера отложений; так, в глинисто-мергелистой более глубоководной фации встречаются только *Belemnitella lanceolata* Schoth., *Terebratula carnea* Sow. Количество видов в песчаной и песчано-мергелистой фации сильно возрастает за счет появления здесь многочисленных представителей фауны из родов: *Terebratula*, *Crania*, *Ostrea*, *Exogyra*, *Pecten*, *Lima*, *Avicula*, *Inoceramus*, *Belemnitella*, *Ammonites*, *Nautilus*, *Rhynchonella*, *Ananchytes*, *Serpula*, *Pollicipes*, *Scalpellum*. Нижний горизонт маастрихтских отложений характеризует присутствие *Belemnitella langei* Schatsk.; верхний — *B. lanceolata* Schloth.

К фораминиферам, характерным для нижнего горизонта маастрихтских отложений, относятся: *Heterostomella foveolata* (Marss.), *Bolivina kalinini* Vass., *Globorotalites embayensis* Vass. n. nsc., *Cibicides veltzianus* (d'Orb.). Для нижней части верхнего горизонта можно отметить: *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* (Ehrn.), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Gyroidina* (?) *stellaria* Vass., для верхней *Plectina ruthenica* (Reuss), *Reussella minuta* (Marss.), *Alabamina obtusa* Burr. et Holl., *Anomalina midwayensis* Plummer.

Следует отметить, что в составе фораминифер маастрихтского яруса имеется много видов, свойственных и подстилающим отложениям. Основной комплекс кампанских и маастрихтских форм повторяется, что иногда затрудняет определение возраста пород.

Датский ярус. В последнее время в литературе все чаще появляются указания о наличии в Днепровско-Донецкой впадине отложений датского яруса. Об этом упоминается в работах Л. Г. Дайн (1939), И. П. Чернецкого (1940), Г. Г. Мурашковой (1951).

Л. Г. Дайн приводит как наиболее характерные для датского яруса следующие виды фораминифер: *Clavulina paristensis* d'Orb., *Heretostomella* aff. *gigantica* Subb., *Loxostomum plattum* (Carsey), *Gyroidina caucasica* Subb., *Globigerina triloculnoides* Plummer.

Тем не менее в настоящее время мы еще очень мало знаем о датском ярусе Днепровско-Донецкой впадины и вопрос о его наличии должен быть изучен более детально. Следует отметить, что покрывающие маастрихтские отложения зеленоватые песчаники, пески и опоки или серо-зеленые глины с известковистыми включениями относят в последнее время на основании встреченной фауны фораминифер к палеоцену.

Состав фораминифер из отложений северной части Днепровско-Донецкой впадины, залегающих непосредственно выше маастрихта, для различных точек не одинаков. В то время как в окрестностях г. Сумы наиболее развиты крупные представители *Lagenidae* (*Nodosaria*, *Cristellaria*), *Rotulidae*, *Anomalinidae* и др. (Мурашковская, 1951), включенные в опоку и почти неотделимые от нее, в глинах с. Хмелово раковины хорошо отпрепарированы, мелкие; среди них преобладают представители *Buliminidae*, имеется значительное количество песчаных форм. В мергелистых песках северо-западных окраин Донецкого бассейна встречается множество мелких *Gumbelina globulosa* (Ehrenb.), *Reussella minuta* (Marsson), *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.) и др.

Изменчивость литологического состава рассматриваемых отложений, а также неустойчивый состав микрофауны требуют более детального изучения для установления их возраста.

Необходимо отметить некоторые особенности состава верхнемеловых отложений. На большом протяжении выдерживается песчанистый характер сеноманских слоев и значительное обогащение карбонатом кальция пород вышележащих ярусов: туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского. Устойчивость литологического состава пород отмечается для площади Днепровско-Донецкой впадины, в то время как на окраинах Донецкого бассейна состав их в ряде случаев резко изменяется. Так, белый писчий мел впадины замещается на северо-западных окраинах Донбасса грубым глауконитовым мергелем с мелкими фосфоритами; мелу коньякского яруса впадины соответствует мелоподобный мергель окраин Донбасса; белые сантонские мергели, развитые во впадине, на окраинах Донбасса приобретают серый или зеленоватый цвет, кампанский мел становится глауконитовым, замещается мергелем, а местами даже переходит в пески; еще сильнее изменяется маастрихтский мел, замещаясь по простиранию мергелями, опоками, известковистыми песками (Архангельский, 1932). В северной части впадины (вне пределов СССР, в районе рр. Сосны, верховьев Сейма и Десны, в Брянском и Жиздренском районах), где породы сеноманского яруса почти выклиниваются, туронские отложения, обычно обогащенные карбонатами, переходят в желтоватые опоки и трепелы, лишенные извести (Архангельский, 1932).

История развития Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса после ухода верхнеюрского моря представляется в следующем виде.

Между кимериджским и альбским веками южная часть Русской платформы и в том числе и Днепровско-Донецкая впадина, не оставалась в состоянии покоя. После временных поднятий эпохи новокимерийской складчатости следуют погружения; к началу отложения слоев с *Stmbrskites vesticolor* (готерив—баррем) трансгрессия нижнемелового моря достигает своего максимума: под море уходит Окско-Цнинский вал, Доно-Медведицкая полоса поднятий; море продвигается на запад. Мало-мощные морские серые глины с фораминиферами, обнаруженные в основании нижнемеловой пестроцветной толщи в северной части впадины возможно являются следами очень кратковременного захвата морем небольшой северной части впадины, в то время как на остальной площади впадины сохранялись континентальные условия.

Новые преаптские поднятия отодвигают нижнемеловое море к востоку; в северной части СССР господствует континентальный режим, благоприятный для накопления в более пониженных частях суши озерных пестроцветных глин, переходящих к периферии в серию песчано-глинистых и углистых отложений.

В начале альбской трансгрессии море вновь проникает в Днепровско-Донецкую впадину и возможно на окраины Донецкого бассейна. В мелких водах его накапливаются песчаные отложения, затем глауконитовые пески сеномана.

Только к концу сеномана территория Днепровско-Донецкой впадины понижается и песчаные отложения сеномана сменяются туронскими меловыми мергелями и мелом. Резко уменьшается количество обломочного материала. Большое количество извести в меловых слоях, достигающее иногда 96—99%, характеризует среду бассейна от конца сеномана до маастрихта.

Положение описываемой площади в верхнемеловом море определяется широким развитием верхнемеловых отложений в соседних областях: к западу (Львовская впадина, Западная Европа) и к востоку от

нее (Поволжье, Эмба); на юге, за кристаллическим массивом следы пребывания мелового моря зафиксированы верхнемеловыми отложениями Причерноморской впадины. Днепровско-Донецкая впадина и северо-западные окраины Донбасса занимают среднее положение между западным и восточным участками моря; и только на севере, вдоль окраин северной границы впадины, проходит коренной его берег. В огромном меловом море в виде незаливаемых им островов оставался Азово-Подольский массив и поднятия Донбасса.

Устойчивый литологический состав меловых отложений во впадине и на больших пространствах вне ее пределов свидетельствует о спокойных и весьма однообразных условиях их накопления, несколько изменяющихся к склоновым частям и к районам островных поднятий. Постепенный переход между отдельными ярусами, сходный состав пород, большое количество видов фораминифер, свойственных всей мергельно-меловой толще верхнего мела, свидетельствуют о мало меняющихся физико-географических условиях открытого бассейна на протяжении верхнемелового времени.

Трансгрессия верхнемелового моря достигает своего максимума в туронское время; затем происходит небольшое кратковременное предсантонское поднятие, сопровождающееся установлением связи с полярным океаном, которое, однако, не останавливает дальнейшего развития трансгрессии и является лишь незначительным эпизодом на фоне продолжающихся опусканий (Архангельский, 1932).

Энергичные поднятия, начавшиеся в маастрихте и продолжившиеся в более позднее время, приводят к регрессии бассейна и отступлению его из Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса; с этим периодом совпадает окончание цикла осадконакопления верхнемеловых пород и последующий размыв их.

К полезным ископаемым описываемой серии пород могут быть отнесены: белый писчий мел, меловые мергели. Последние пригодны для изготовления извести и цемента. Некоторое значение имеют также скопления фосфоритов, однако условия залегания их во впадине обычно неблагоприятны для практического использования.

Меловые отложения Украинского кристаллического массива

В пределах Украинского кристаллического массива выходы меловых отложений на дневную поверхность весьма редки. Пункты, в которых они обнаружены, приурочены к краевым частям массива (на его склонах), а также к Конско-Ялынской впадине, отделяющей Приднепровскую часть кристаллического массива от Приазовской.

Меловые отложения Украинского кристаллического массива относятся к верхнему отделу — сеноману, турону и сенону (рис. 71, 72, 73), причем выделяются следующие районы распространения этих пород: 1) Северный или Волынский; 2) Западный или Вольно-Подольский; 3) Северо-Восточный или Приднепровский; 4) Приазовский; 5) Конско-Ялынская впадина.

В Северном или Волынском районе, расположенном в бассейне р. Припяти и частично в бассейне р. Тетерева, меловые отложения распространены в виде многочисленных островков, сохранившихся от размыва в понижениях древнего рельефа. Меловые осадки залегают непосредственно на кристаллических породах докембрия и представлены сеноманом, туроном (?) и сенонем.

Отложения сеномана в настоящее время известны в нескольких пунктах: в южной части г. Коростеня и вблизи с. Человки (по р. Ужу — правому притоку р. Припяти), вблизи устья р. Поромовки и по р. Ирше — левому притоку р. Тетерева, где они встречены в обнажениях, а также западнее г. Володарска-Волинского. Здесь их присутствие установлено бурением.

Отложения сеномана залегают на первичных каолинах; они представлены желтовато-серыми, серыми и темно-серыми глауконитовыми песками; в отдельных пунктах пески переслаиваются с пористой, местами окремнелой ноздреватой породой или содержат гальку кристаллических пород и мелкие катуны каолина. Мощность этих отложений колеблется в пределах от 2,7 до 7,4 м. В кровле их залегают кремнистые образования турона (?).

В верхнем слое глауконитовых песков, залегающих под кремнями в южной части г. Коростеня, в 1947 г. В. Я. Дидковским найдена фауна: *Thecidea (Trigonogemis) elegans* Koenig., *Rhynchonella grasstani* d'Orb., *Ostrea diluviana* d'Orb., *Exogyra conica* Sow., что и послужило основанием для отнесения глауконитовых песков к сеноману. Аналогичные глауконитовые пески в 1951 г. наблюдались А. Н. Козловской и В. С. Перельштейн на восточном склоне северной части кристаллического массива в скважинах по р. Тетереву (с. Белая Криница, Обуховичи и др.), по р. Ужу (с. Кабаны), по р. Припяти в с. Янове. Эти пески отнесены к сеноману условно.

Турон (?). Отложения, условно отнесенные к турону, в Волинском районе распространены значительно больше, чем отложения сеномана. В толще их преобладают кремнистые образования. Местами встречаются окварцованные известняки, залегающие под третичными отложениями на поверхности кристаллических пород и редко на сеноманских песках. Кремнистые образования в большинстве случаев состоят из желваков кремня, промежутки между которыми выполнены среднезернистыми охристо-желтыми глауконитовыми песками, содержащими спиккулы губок.

Незначительные островки кремневых конкреций и желваков с песками, а также кремнистых песчаников в коренном залегании обнаружены С. В. Бельским (1926а) и другими исследователями в разных пунктах: в районе сс. Красноставы, Любомирки, Губков, ст. Гута в бассейне р. Случи; вблизи Володарска-Волинского, Дворище, Гуты Потиевской, по р. Ирше — левому притоку р. Тетерева; в районе сс. Зубринки, Ушомира, Могильно и г. Коростеня по р. Ужу; в районе сс. Норинска, Красноселовки, Мощаницы, Липники, Лугины — в бассейне р. Ужа (по его мелким притокам) и во многих других пунктах.

Окварцованные известняки встречаются значительно реже. Впервые они описаны на Волини В. Д. Ласкаревым (1914а), который вблизи с. Мошна Рудня наблюдал «беловатый твердый ноздреватый окремнелый известняк, разбитый трещинами на пластинчатые слои. Окремнение известняка настолько полное, что только на небольших участках сохранились следы известняка. Вся остальная порода представляет молочно-беловатый кварцит с мучнистыми кремнево-туфовыми белыми натеками и роговиковыми прожилками. В породе множество пустот с коркой из мелких кристалликов кварца, а также ядер и отпечатков серпуль и мшанок, позволяющих предполагать, что первоначальная порода была серпулево-мшанковым известняком с большим количеством кремневых губок; последние сохранились в виде очень несовершенных, слегка оплавленных отпечатков и ядер *Ventriculites* sp., кроме того, встречен *Cidaris* sp. (отпечаток иглы), задняя конечность ежа (*Holaster* ?) и пеле-

циподы — *Lima* sp., *Pecten* sp., *Exogyra* sp. (*Columba* Desh.?)». В. Д. Ласкарев отнес описанные породы к сеноману.

Более детально фауна окварцованных известняков изучена Л. Е. Наливайко по коллекциям, собранным в 1928 г. М. И. Ожеговой. Л. Е. Наливайко отметил, что преобладающее количество фауны относится не к сеноманским, а к туронским видам. Описанные В. Д. Ласкаревым породы встречаются в виде незначительных островов как в коренном, так и во вторичном залегании по р. Ужу, а также к югу от долины р. Ужа (в районе сс. Белка, Могильно). Наиболее типичные обнажения встречены в районе с. Мошна Рудня по р. Ужу, где общая мощность окварцованных известняков достигает 15—20 м.

В окварцованных известняках В. Я. Дидковский собрал фауну: *Ventriculites radiatus* Mant., *Ventriculites* sp., *Pecten dujardini* Rom., *Terebratula striatula* Mant., *Terebratula carnea* Sow., *Rhynchonella* sp., *Ostrea* sp., *Inoceramus callatus* Schloth., *Inoceramus* sp., *Cidaris* sp., *Serpulæ* sp. На основании этого В. Я. Дидковский присоединился к мнению Л. Е. Наливайко о туронском возрасте окварцованных известняков в районе с. Мошна Рудня и западнее его. В. Я. Дидковский установил наличие этой же фауны также в кремневых конкрециях и поэтому последние отнес также к турону.

Необходимо обратить внимание на тот факт, что по данным Л. Е. Наливайко в вышеописанных породах, наряду с фауной туронской, обнаружена и сеноманская фауна. Поэтому окварцованные известняки и кремневые конкреции следует относить к турону лишь условно.

Совершенно иные меловые отложения встречены в скважинах г. Овруча; там они представлены глауконитовыми песками с кремнями и мергельно-меловыми породами тоже с кремнями. В глауконитовых песках, залегающих в основании мергельно-меловой толщи, О. К. Каптаренко-Черноусова определила микрофауну *Marsonella oxycona* (Reuss), *Textularia trochus* d'Orb., *Euvigerina gracilis* Cushman, *Reussella spinulosa* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncata linneana* (d'Orb.), *G. marginata* (Reuss), остракоды, спикулы губок и иглы морских ежей.

В мергельно-меловых породах той же скважины определена микрофауна нижнего сенона: *Heterostomella cuneata* Sand., *Ataxophragmium variabile* d'Orb., *Gumbelina globulosa* (Ehrenb.), *Boltvinitaeleyi* Cushman, *Euvigerina gracilis* Cushman, *Bulimina brevis* d'Orb., *B.* sp., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Gyroidina exculpta* (Reuss), *G. soldanii* d'Orb., *G. micheliniana* (d'Orb.), *Globigerina cretacea* d'Orb., *G. aspera* (Ehrenb.), *Anomalina ammonoides* (Reuss), остракоды.

Очевидно, к нижнему сенону—турону следует относить и мергельно-меловую толщу пород, которые в 1951 г. изучались А. Н. Козловской и В. С. Перельштейн в кернах из скважин, расположенных на склоне кристаллического массива (Чернобыль и др.).

В западном или Волыно-Подольском районе известны только отложения сеномана, имеющие широкое и, по-видимому, сплошное распространение на западном склоне кристаллического массива, в верховьях р. Случи и южнее в бассейне р. Днестра. В северной части этого района сеноманские отложения выходов на дневную поверхность не образуют; они обнаружены бурением в районах гг. Шепетовка, Старо-Константинов, Хмельницкий, ст. Деражня, Михалполь и др. Представлены они в основном песчано-глинистыми породами, часто глауконитовыми песками с обломками кремня. Мощность их незначительна. От нескольких метров, она увеличивается в западном направлении по мере погружения кристаллических пород, и в скважине г. Хмельницкий достигает 20 м. Описывае-

мые отложения изучены очень слабо, палеонтологически не охарактеризованы и к сеноману отнесены по аналогии с меловыми отложениями Приднестровья и Волыни.

В южной части западного склона кристаллического массива по р. Днестру на участке от р. Жван до г. Ямполья и по его левым притокам (рр. Лядава, Немия, Мурафа и др.) имеются прекрасные обнажения меловых отложений, детально изученных Г. А. Радкевичем (1891, 1897, 1898), который установил их сеноманский возраст. Литологически эти отложения характерны тем, что в составе их исключительное значение имеет окремнелый мел. В верхней части его, как правило, кремневые стяжения образуют пласт мощностью до 10 м, содержащий прослой и гнезда трепела. В подошве мела залегает слой глауконитовых песков, часто содержащих окатанные фосфориты, вымытые из кембрийских отложений. К горизонту глауконитовых песков приурочены фосфоритовые месторождения Приднестровья. Максимальная мощность сеноманских отложений Приднестровья достигает 50—60 м. Залегают они трансгрессивно на кембрийских отложениях, а в некоторых случаях там, где последние размыты непосредственно на кристаллических породах докембрия (Людвикова, Дзыговка и др.). Обычно их перекрывают отложения неогена.

Палеонтологически наиболее охарактеризован окремнелый мел, содержащий многочисленную фауну, которая довольно обстоятельно изучена Г. А. Радкевичем (1891, 1897, 1898). Согласно данным Г. А. Радкевича (1891, 1897, 1898), фауна меловой толщи Приднестровья представлена главным образом типичными сеноманскими формами, характеризующими полную серию сеноманских отложений «от типических нижнесеноманских отложений с *Pecten asper* Lam, *Belemnites ultimus* d'Orb., *Ammonites (Schloenbachia) varians* Sow. до отложений горизонта *Belemnites (Actinocamax) plenus* Blainw. включительно».

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1940), ссылаясь на находку О. В. Савчинской (1939) альбских видов в меловой толще Подолии, высказал предположение о наличии сеноман-альбских отложений в низах меловой толщи южной части кристаллического массива. Одновременно он высказал предположение, что немые кремнистые глины и пески с черной фосфоритовой галькой, относимые в настоящее время к подольскому ярусу, могут соответствовать сеноман-турону.

В Приднепровском районе, расположенном на северо-восточном склоне Днепровской части кристаллического массива, меловые отложения представлены также только сеноманом, который коренных выходов на дневную поверхность не образует. Отложения сеномана обнаружены бурением в г. Василькове по р. Стугне, а также южнее в сс. Биржозовке, Сахновке, Бровахах в бассейне р. Росси, где они наблюдались под третичными отложениями в кровле юрских глин. Во всех вышеназванных пунктах сеноман представлен преимущественно серо-зелеными разнотернистыми глауконитовыми песками с прослоями песчаников; общая мощность сеномана 8—20 м.

В скважинах, пробуренных в районе более значительного погружения поверхности кристаллического ложа (в сс. Маслолке, Козаровке и вблизи с. Яблонова по р. Россаве, а также в с. Шелепухи — на междуречье рр. Росси и Ольшанки), в кровле серо-зеленых песков с песчаниками встречен белый мел, местами писчий, местами мергелистый, связанный постепенным переходом с подстилающими его песками. Мощность белого мела равна 5—8 м. Описываемые отложения — мел и глауконитовые пески — литологически аналогичны меловым отложениям, впервые изученным в районе каневских дислокаций Г. А. Радкеви-

чем (1894), установившим их сеноманский возраст. По данным О. Р. Конопкиной, определявшей микрофауну мела из скважин сс. Козаровки, Яблснава и Шелепух, а также из серо-зеленых глауконитовых песков скважины с. Мошны по р. Ольшанке, ассоциация фораминифер, обнаруженная в этих породах, характерна для отложений сеномана. Наиболее часто встречающимися сеноманскими формами являются: *Gümbelitra senomana* Keller, *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Anomalina globosa* (Grotz.), *Cibicides berthelini* (Keller).

Весьма интересным для описываемого района является тот факт, что в работах В. В. Резниченко (1927) и В. И. Лучицкого (1914) описаны выходы на дневную поверхность меловых (сеноманских) отложений в Корсунском районе по р. Росси вблизи г. Корсунь-Шевченковского и сс. Черепина, Бровахи и в других пунктах.

Работами Украинского геологического управления установлено широкое распространение в Корсунь-Шевченковском районе ледниковых отторженцев, в состав которых входят мергель и пески с прослоями песчаников сеномана, типичного для района каневских дислокаций. Меловые отложения, обнажающиеся в сс. Черепин, Бровахи и других пунктах по р. Росси и ее мелким притокам, представляют собой также ледниковые отторженцы.

Имеются ли меловые отложения в бассейне р. Южного Буга, сказать трудно. Только одно обнажение к востоку от г. Умани у с. Аполянки в верховьях р. Ятрани дает некоторое основание отвечать на этот вопрос положительно. Здесь непосредственно под четвертичными породами на коре выветривания гранитов в 1930 г. М. И. Ожеговой обнаружен слой кремня и сильно окремнелого белого тонкозернистого песчаника мощностью 0,25 м, возможно, сеноманского возраста.

В Приазовском районе меловые отложения известны на северо-западном и западном склонах, по краю обнаженной части кристаллического массива, в верховьях рр. Токмачки, Гайчула, Токмака (балки Белоглинка и Сысыжулак). Залегают они также небольшими островками на поверхности кристаллических пород или продуктах их разрушения, образуя выходы на дневную поверхность в долинах рек и балок. Кровлей меловых пород являются третичные (палеогеновые) или же непосредственно четвертичные отложения. На склонах кристаллического массива меловые слои, возможно, были размыты меньше и сохранили свое непрерывное распространение. Стратиграфически они относятся к верхнему отделу — сенону (сантон—кампан). Меловые осадки представлены трепеловидными и опоковидными породами (местами переходящими в трепел, опоку) и подстилающими их глинистыми, кремнисто-глинистыми и песчаными образованиями (пески кварцевые и глауконитовые). Вся эта толща изучена очень слабо.

В описываемом районе меловые отложения впервые описаны Н. А. Соколовым (1889в), которым вблизи с. Черниговки по балке Белоглинка в кремнисто-глинистом песчанике обнаружены спикулы губок и отпечатки раковин: *Nautilus* sp., *Panopaea* sp., *Cucullaea* sp., *Trigonia* sp., *Pecten* sp., *Lucina* sp., *Exogyra* sp., *Cardium* sp., *Pinna* sp., *Turritella* sp. Среди перечисленных форм преобладают туррителлы. Н. А. Соколов отнес описанные слои к верхнемеловым отложениям. Судя по преобладанию в породе туррителл, можно думать, что они соответствуют нижнему сенону (сантону) южной окраины Донбасса. По этой же балке Белоглинка, а также по р. Токмачке, вблизи с. Басани, и в других пунктах встречаются трепеловидные и опоковидные породы, которые Н. А. Соколов и другие исследователи относили к третичным отложениям; мощность их достигает 2—10 м. Аналогичные породы обнаружены

бурением по р. Токмачке, ниже с. Басани. Не исключена возможность, что часть этих пород также относится к верхнему мелу.

В трепеловидных породах по р. Токмачке в балке Каменке Е. М. Матвиенко найдены окаменелости, среди которых первое место по количеству занимают остатки *Ventriculites* cf. *radiatus* Mant., *Lichenopora* cf. *turtinata* Gronw., *Craticularia*, *Zittelispongia*. Из пластинчатожаберных встречены *Ostrea incurva* Nils., *Pecten dujardini* Röm.

Эти трепеловидные, опоковидные породы литологически и фаунистически очень близки, а часто тождественны трепельной фации верхнего сенона (кампан) южной окраины Донбасса, фауну которой описал Л. Е. Наливайко (1936). В основании фаунистически охарактеризованных трепеловидных, опоковидных пород и других кремнистых образований залегают пески как кварцевые, так и глауконитовые. По-видимому, их можно рассматривать, как прибрежные отложения сенонского моря. Необходимо отметить, что эти пески до настоящего времени все исследователи относили к палеогену и часто даже к полтавскому ярусу (по балке Сысыкулак).

В Конкско-Ялынской впадине, отделяющей днепровскую часть кристаллического массива от приазовской, меловые отложения изучены мало, так как они здесь залегают значительно ниже базиса эрозии под третичными и четвертичными отложениями на коре выветривания кристаллических пород докембрия. Имеющиеся в нашем распоряжении геологические данные позволяют предполагать, что меловые отложения в этой впадине на всем ее протяжении, от юго-западной окраины Донбасса (Волчанский выступ Кальмиус-Торецкой котловины) до Причерноморской впадины (Молочанский прогиб), имеют сплошное распространение вдоль западного и северо-западного склонов Приазовской части кристаллического массива¹.

Достоверно установленные меловые отложения известны по р. Гайчулу (вблизи сс. Марфополье, Гуляй-Поле), в верховьях р. Жеребца (правый приток р. Конки), где впервые они описаны В. Д. Вознесенским (1898).

Меловые отложения Конкско-Ялынской впадины представлены меловыми мергелями, мелоподобными породами с кремнями, трепеловидными породами, известковыми глинами и песками. Полный разрез меловых отложений описан в скважине Гуляй-Поле Н. Н. Карловым (1937), который мелоподобные породы с кремнями мощностью 21,85 м, содержащие фауну *Terebratula* cf. *carnea* Sow., отнес к сенону.

На расстоянии 16 км к северо-востоку от с. Гуляй-Поля в скважине встречен серый мергель с кремнями, в котором М. В. Ярцева обнаружила: *Gaudryina laevigata* Franke, *Arenobulimina presli* Rss., *Arenobulimina obesa* (Rss.), *Arenobulimina orbigny* (Rss.), *Ataxophragmium variable* (d'Orb.), лягениды, *Bulimnella carseyae* Plum., *Eponides concinna* Brotz., *Stensiöina exculpta* (Rss.), *Gyroidina micheliniana* d'Orb., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncana marginata* (Rss.), *Globotruncana linneana* (d'Orb.), *Anomalina infrasantonica* Balachm., *Planulina schloenbacht* var. *kalinini* Vass. Этот комплекс микрофауны позволяет отнести мергель с кремнями к сантонскому ярусу.

В районе г. Пологи, под третичными отложениями бурением обнаружена толща кварцево-глауконитовых песков от 30 до 50 м мощности с прослоями песчаника. В нижней части этой толщи встречаются прослой

¹ Предположение о распространении меловых отложений в Конкско-Ялынской впадине подтверждено бурением 1956 г.

трепела и кремнисто-известковистые стяжения, в которых М. В. Ярцева определила фораминиферы из семейства *Globigerinidae* и *Heterohelicidae*; среди них встречаются формы, напоминающие *Globigerina cretacea* d'Orb. На основании этого вышеописанная песчаная толща, условно отнесена к верхнему мелу.

Кроме того, условно к меловым отложениям нами отнесена известковистая глина, встреченная в скважине ст. Пологи, описанная Н. И. Каракашем (1907), и в скважине с. Туркеновки на р. Янчуле, описанная Н. А. Сколовым (1889б). К меловым осадкам отнесен также мел с кремнями (?) из скважины хут. Н. Богатырь на водоразделе рр. Мокрые и Сухие Ялы и в ряде других пунктов.

Мелоподобные породы, встреченные скважинами в Конкско-Ялынской впадине, судя по их описанию, аналогичны меловым отложениям юго-западной окраины Донбасса, описанным Д. Голубятниковым (1901) в скважине с. Богоявленки.

Фактический материал, использованный при описании меловых отложений Украинского кристаллического массива, позволяет сделать следующие общие выводы.

1. Верхнемеловое море (сеноман—сенон) захватывало значительную часть, а возможно и весь Украинский кристаллический массив. В третичный и четвертичный периоды отложения этих морей подвергались интенсивному размыву. Полнее всего эти отложения сохранились в наиболее пониженных участках кристаллического массива, где они перекрыты более молодыми третичными отложениями.

2. Стратиграфия меловых отложений кристаллического массива изучена еще слабо, что объясняется плохой их обнаженностью и отсутствием монографического изучения макро- и микрофауны.

3. Литолого-петрографическая характеристика меловых отложений кристаллического массива заслуживает особого внимания. Они представляют собой осадки различных фаций обширных морских бассейнов. Среди меловых отложений преобладают окремненные породы, менее распространены типичный мел, мергели, пески, глины. Все эти отложения описаны разными авторами на разных участках и в разное время. Поэтому одни и те же образования имеют часто разные наименования: «рухляки», «сливные кварциты», «аморфные кварциты», «кремнистые песчаники» и т. д. В некоторых случаях рыхлые трепеловидные породы названы «песчанистым каолином».

4. Судя по литологическому составу, меловые отложения кристаллического массива во многих случаях могут быть использованы как полезные ископаемые (глауконитовые пески с фосфоритами, кремни, трепел, опока и др.).

Меловые отложения Причерноморской впадины

В области Причерноморской впадины меловые отложения распространены повсеместно. По окраинам региона, особенно на западе, они встречаются в естественных обнажениях, а на остальной его площади скрыты на больших глубинах, и могут быть обнаружены лишь глубоким бурением под мощной серией кайнозойских пород. Толща меловых пород по составу довольно однородна и включает ниже- и верхнемеловые образования.

Изученность рассматриваемых пород в различных районах неодинакова. Наибольшее количество сведений о меловых образованиях имеется для районов Западного Причерноморья. Здесь в Среднем Приднестровье они описывались Г. А. Радкевичем (1891), В. Д. Ласкаревым (1914а),

Г. Васкауцану (Vascutzanu Th., 1931), Р. Р. Выржиковским (1931), Г. Ф. Лунгерсгаузен (1941а) и другими, наблюдавшими их в многочисленных, часто грандиозных, обнажениях по берегам р. Днестра и его притоков. Большие площади между рр. Днестром и Прутом были изучены посредством скважин. Что касается Восточного Причерноморья, то основные сведения об отложениях меловой системы были получены там сравнительно недавно, лишь после осуществления роторного бурения, производившегося в области северного склона впадины.

Меловые отложения Молдавской ССР и юго-западной части Одесской области изучены сравнительно полно, а восточнее Днестра, в Причерноморье, — лишь по некоторым разрезам глубоких скважин (сс. Мирное и Холодная Балка Одесской области, Ново-Алексеевка Херсонской области) и группы скважин, расположенных между гг. Мелитополем и Ждановым (у сс. Акимовки, Александровки, Степановки, Чкалово, Осипенко и др., а также между рр. Днепром и Южным Бугом). Палеонтологическое обоснование стратиграфии меловых слоев еще мало разработано. Необходимо подчеркнуть, что в Восточном Причерноморье стратиграфия базируется пока на ограниченном количестве данных изучения фауны меловых фораминифер, произведенного О. К. Каптаренко-Черноусовой, Б. М. Келлером, В. Ф. Козыревой, О. Р. Коноплиной и некоторыми другими. Макрофауна в меловых отложениях Восточного Причерноморья встречается редко и плохо сохранилась. В Среднем Приднестровье местами она довольно многочисленна.

Нижний мел. По данным О. К. Каптаренко-Черноусовой, С. Ф. Петухова и др. присутствие нижнемеловых отложений вероятно в разрезах ряда роторных скважин, расположенных в наиболее глубоких участках впадины (в приморье). Исходя из общих геологических соображений, возможное распространение нижнемеловых пород на север ограничивается приблизительно линией гг. Мелитополь — Николаев — ст. Бессарабская.

В Восточном Причерноморье развитие нижнемеловых образований предполагается О. К. Каптаренко-Черноусовой для южной части Запорожской области и для прилегающей с запада части Херсонской области, где они, очевидно, приурочены к южной зоне глубокой Молочанской депрессии, открывающейся в котловину Азовского моря.

Все слои, которые О. К. Каптаренко-Черноусова относит в Приазовье к нижнему мелу, сложены песчано-глинистыми породами. Они значительно отличаются от пород верхнего мела, представленных здесь известняками и мергелями. Под нижнемеловыми (?) отложениями в скважине с. Чкалово встречены красные глины, в Карпатах относимые к нижнему мелу. Мощность нижнемеловых (?) образований Приазовья увеличивается к югу и, видимо, достигает 200 м и более.

По разрезу скважины у с. Степановки Приазовского района, расположенной почти на берегу Азовского моря, к нижнему мелу предположительно относят толщу пород, лежащую на глубинах 695—819 м. В этом интервале были вскрыты темные, синевато-серые песчаники с прослоями темной зеленовато-серой глины. В породах обнаружены лишь неясные остатки мелких фораминифер, возможно альбского возраста.

В разрезе скважины с. Чкалово, расположенного восточнее с. Степановки, на глубине 410—415 м, четко выделяется слой синевато-серой глины с членками криноидей и со своеобразными радиоляриями средиземноморского типа. На глубине 439—444 м в скважине встречен светло-серый песчаник с неясными фораминиферами. В другой скважине с. Чкалово выделяются те же два горизонта, но расположенные, в общем, на

200 м глубже: радиоляриевая глина — в интервале 627—632 м и песчаник с фораминиферами в интервале 687—693 м.

В разрезе роторной скважины с. Чкалово проблематичные нижнемеловые отложения начинаются с глубины 405 м и прослежены до глубины 570 м. Ниже располагаются красные глины неопределенного, вероятно, тоже нижнемелового возраста. Еще ниже (ниже 602 м) встречены продукты разрушения кристаллических пород.

В интервале 405—452 м проблематичные породы представлены серыми плотными песчаниками с кремнистыми спикулами губок. Ниже песчаников идут темно-серые глины, в которых в интервале 505—510 м найдены: *Polymorphina lactea*, *Gumbelina globulosa* (Ehrenb.), *Cristellaria* sp., *Gyroidina* sp., *Cibicides* sp., радиолярии, *Cardium* sp., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., обломки *Dentalium* sp. На глубине 539—567 м снова залегают темно-серые песчаники с *Bolivina delatata*, *Gyroidina* sp., *Globigerinella aequi* — *lateralis* (Bradley), *Cibicides* sp., с радиоляриями, спикулами кремнистых губок, *Pecten* sp., *Ostrea* sp. и др. В нижележащем глауконитовом песке обнаружена масса рыхлых раковин *Gryphaea* sp., *Ostrea* sp., *Ventella* sp. (aff. *angulata* Keer.) гольтского типа. Ниже глубины 569 м следуют песчаники, а затем глины, лежащие на первичном каолине.

В районе с. Владимировки (близ Мелитополя) нижнемеловые слои, очевидно, представлены апт-альбскими серыми глинами (глубина 1020—1113 м).

В северной части Западного Причерноморья на огромных пространствах Молдавии и Приднестровья Украины нижнемеловые породы отсутствуют. По разрезу роторной скважины близ с. Мирного, Беяевского района Одесской области, силурийские образования на глубине 878,5 м, по-видимому, покрыты непосредственно верхнемеловыми осадками.

По данным С. Ф. Петухова, нижнемеловые отложения выделены в разрезах скважин Болградского района Одесской области, где местами они охарактеризованы палеонтологически. Это также главным образом глинистые осадки.

Скважина, расположенная у Болграда, на глубине 274 м под нижнесарматскими слоями вскрыла около 50 м коричнево-серых глинистых сланцев, а ниже — верхнеюрские слои. Сланцы содержат прослой песчаника с плохо сохранившимися остатками аммоней (*Saynella* sp., *Aconeceras* sp., *Parahoplites* sp.), определенных Н. П. Луповым и отнесенных им к аптскому комплексу. Были найдены и отпечатки растений, определенные А. Н. Криштофовичем как меловые (*Podiophillum*). В скважине с. Кубей, расположенной северо-восточнее Болграда, под отложениями среднего сармата, также примерно на глубине 250—300 м, были обнаружены сначала голубовато-серые, а затем желто-зеленые глины. Из последних В. Т. Балахматовой определены фораминиферы: *Arenobulimina* sp., *Cristellaria* sp., *Ataxophragmium* sp. и др. Мощность нижнемеловых (?) пород здесь достигает всего лишь 12 м; подстилаются они верхнеюрскими сланцами. Литологически похожие глины встречены и другими скважинами Болградского района и также под сарматской толщей. Нижнемеловые образования возможны и в районе ст. Бессарабская.

В пределах Молдавии ниже сеноманских отложений нередко встречаются своеобразные пестроцветы, которые могут принадлежать нижнемеловой толще, хотя С. Ф. Петухов склонен относить их, вслед за другими авторами, к более древним горизонтам.

Скважинами, расположенными у с. Пандаклея, ниже среднесарматских отложений, было установлено чередование песчаников, песков и

редких микроконгломератов. Внизу встречены прослои и включения гипса. Породы имеют пеструю окраску (красную, бурую, коричневую, серую, зеленоватую, охристую и др.) и внешне довольно близко напоминают собой аналогичные образования соседних районов Восточных Карпат. Там они залегают ниже иноцерамового горизонта, в составе нижнемеловой толщи пород, и стратиграфически выше «черного мела».

Опираясь на разрез нижнего мела Карпат, можно полагать, что отмеченные пестроцветы могут принадлежать низам толщи нижнего мела; на значительных участках юго-западной части Одесской области они уничтожены сеноманской трансгрессией и сохранились лишь в Болградском районе Одесской области, на отдельных изолированных участках.

Верхний мел. Отложения верхнего мела в Причерноморской впадине распространены повсеместно. Хотя они стратиграфически расчленены весьма приближенно и не везде одинаково дробно, но, по-видимому, представлены всеми ярусами этого отдела.

Севернее параллели г. Кишинева в Молдавии развиты только отложения сеномана; на Волины встречаются и более молодые слои. Последняя особенность позволила еще В. Д. Ласкареву (1914а) заметить, что в пределах площади XVII листа десятиверстной карты область водораздела Южного Буга и Днестра разделяет верхнемеловые отложения запада Украины на два стратиграфических комплекса. Южный комплекс выражен сеноманскими мелоподобными мергелями и глауконитовыми песками, частью с роговиками и кремнями (подольский тип осадков); северный комплекс (волинский тип) представлен мелом и мергелями туронского и нижнесеноманского возраста.

В Восточном Причерноморье верхнемеловые слои развиты широко. Здесь они выступают на дневную поверхность по рр. Гайчур и Янчур, где были выделены еще Н. Д. Борисяком (18676): это — желтоватые, пестро окрашенные, кремнисто-глинистые песчаники. В них были найдены отпечатки *Panopaea* cf. *neocomiensis* d'Orb., *P. gurgites* Goldf., *P. tumida* Eichw., *P. rostrata* Eichw., *Leguminaria* cf. *truncata* Reuss, *Pecten auricularis* Eichw., *Tellina declivis* Eichw. Выходы верхнемеловых пород имеются в верховьях и других речек западного склона Приазовского массива (левых притоков р. Молочной). Они известны и в обнажениях бассейна р. Токмака (балка Белоглинка), где Н. А. Соколовым (1889b) в песчаниках были собраны обильные остатки *Trigonia* cf. *altiformis* Park., а также *Exogyra* sp., *Lima* sp., *Pecten* sp., *Arca* sp., *Cucullaea grabra* (?) Sow., *Cytherea* sp., *Panopaea* sp., много гастропод, обломки раковин наутилусов.

Севернее г. Мелитополя Ю. Б. Басс (1941) выделяет сеноманские глины и мергели в разрезах ряда скважин бассейна р. Молочной. В светло-сером песчанистом мергеле Л. Е. Наливайко были найдены *Magas pumulus* Sow., *Ostrea incurva* Nils., *Lima cretacea* Woods., *L. marratiana* d'Orb., а кроме того и многочисленные остатки фораминифер (определенные С. В. Малаховской): *Orbignyna inflata* (Reuss.), *Lituola aegysgranensis* Beissel., *Heterostomella foveolata* (Marsson), *Bolivina incrassata* Reuss., *Planulina voltziana* (d'Orb.) и мн. др.

Имеются сантонские образования в виде глауконитового песка с остатками *Actinocamax verus* var. *fragilis* Arch. и фосфоритового песка с характерной *Bolvinoides decoratus* (Jones), *Gyroidina nitida* (Reuss) и др. Верхнемеловые отложения давно выделены в разрезе глубокой скважины Бердянского курорта (Левитес, 1940), а в последнее время и в разрезах роторных скважин Приазовья (сс. Чкалово, Степановка, Ново-Алексеевка, ст. Акимовка, с. Владимировка и др.). У ст. Акимовка верхний мел почти полностью представлен мергелями, сверху пере-

ходящими в известняки, а в нижней части — в пески. Мергели серые, плотные; сверху с зернами глауконита, а внизу с черными кремнями. В известняках найдены раковины *Gryphaea* (?) sp. и ростры *Belemnitella* sp. Эти породы прослежены в интервале глубин от 605 до 947 м. В верхней части предполагаются датские образования, а внизу (примерно с глубины 900 м) сеноманские. В с. Ново-Алексеевка верхнемеловая серия осадков, возможно, начинается от глубины 1332 м и прослеживается до забоя скважины. На всем этом протяжении наблюдаются светлые, плотные известняки, местами с прослоями темно-серого сланца. В верхних горизонтах найдены плохосохранившиеся остатки *Gryphaea* sp., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., видимо датского возраста.

В с. Степановке (491—695 м) разрез рассматриваемой толщи расчленен довольно детально по остаткам фораминифер, причем установлены осадки всех ярусов.

Сеноманские отложения представлены сверху мергелями, а внизу — песками и песчаниками. Мощность этих пород 57 м. Фораминиферы были найдены О. Р. Коноплиной в песках (647—671 м) в виде мелких единичных раковин плохой сохранности: *Bulmina* sp., *Gyroidina* sp., *Globigertina cretacea* d'Orb., *Arenobulimina presli* (Reuss). Выше по разрезу (614—631 м) в мергелях найдена типичная ассоциация сеноманских фораминифер: *Cümbelitra cenomana* Keller, *Bolivinita eouvirginiformis* Keller, *Cibicides berthelini* Keller и др. Туронский ярус здесь был выделен В. Ф. Козыревой в зеленовато-сером мергеле с глубины 609—614 м по присутствию *Gyroidina praeexculpta* Keller. На глубинах 581—609 м в светло-сером мергеле были обнаружены плохие остатки сенонских *Bolivinita eleyi* Cushman, *Gyroidina exculpta* (Reuss), *Anomalina elementana* (d'Orb.). Кампанские осадки залегают в интервале 526—537 м и выражены таким же светло-серым мергелем, но с богатой фауной фораминифер *Orbignyna simplex* (Reuss), *O. inflata* (Reuss), *O. ovata* Hag., *Lituola aequitraganensis* Beiss., *Plectina convergens* (Keller), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Bulminella carseyi* (Plummer), *Anomalina clementiana* (d'Orb.), *Planulina taylorensis* (Carsey) и др. Наконец, маастрихтские слои (491—520 м) также сложены мергелями, в которых встречены мелкие и плохо сохранившиеся раковинки: *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *Bulminella* sp., *Bolivina incrassata* Reuss, *B. platta* Carsey, *Reussella minuta* (Marsson), *Gyroidina exculpta* (Reuss), *G. soldanii* d'Orb., *Globigertnella aspera* (Ehrenb.), *Cibicides* sp. и др.

Необходимо заметить, что восточнее с. Степановки, в скважинах сс. Александровки и Дунаевки маастрихтские фораминиферы представлены в другой ассоциации: прозрачными, крупными раковинками *Textularia* sp., *Orbignyna ovata* Hag., *O. simplex* (Reuss), *Sptroplictamina rosula* (Ehrenb.), *Martinotiella communis* Brady, *Arenobulimina presli* (Reuss), *Ataxophragmium variabile* (d'Orb.), *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *Bulmina brevis* d'Orb., *Bulminella laevis* (Beissel), *Bolivina decurrens* Ehrenb., *B. incrassata* Reuss, *Reussella minuta* (Marsson), *Gyroidina exculpta* (Reuss), *G. soldanii* d'Orb., *Eponides haidingeri* (d'Orb.), *Globigertina cretacea* d'Orb., *Anomalina ammonoides* var. *umbilicatula* Mjatl. и др. Самые верхние 5,5 м зеленовато-серых мергелей может быть уже принадлежат датскому ярусу. В этом разрезе могут быть и коньякские образования, но выделить их палеонтологически пока не удалось. Кампанские и предположительно датские слои выделены по кернам скважин с. Чкалово. В глубокой скважине г. Осипенко, ниже глубины 467,7 м залегают темно-серые песчаники и известняк, возможно верхнемелового возраста.

Западнее рассмотренного района Приазовья верхнемеловые отложения установлены на пространстве от р. Днестра до г. Одессы и еще далее на запад.

У г. Одессы, в скважине с. Мирного, суммарная мощность верхнемеловых пород достигает 350 м. Сенноманский ярус (в интервале 812—878 м) здесь начинается внизу серыми песчаниками, лежащими на песчаниках силура; верхние горизонты яруса сложены плотными белыми мергелями. Туронские слои представлены мелоподобными мергелями (интервал 700—800 м) с неясной верхней и нижней границами. В них О. Р. Коноплиной найдены *Spiroplectammina praelonga* (Reuss), *Gandryina carinata* Franke, *Bolivinita eouviriniformis* Keller, *Bifarina regularis* Keller, *Reussella spinulosa* (Reuss), *Planulina schloenbachii* var. *kellerti* Mjatl. Сантонская толща сложена мелом и мелоподобными мергелями с *Anomalina infrasantonica* Balachm. (нижний сантон) и многочисленными *Anomalina clementiana* d'Orb. и др. (верхний сантон). Кампанские осадки (мергели) установлены на глубине 470—500 м. Выше залегают третичные отложения. В скважине Холодной Балки (у Одессы) О. К. Каптаренко-Черноусова (1936а) выделяет на глубине 403 м образования датского яруса. С глубины 633 м и ниже Б. М. Келлер устанавливает сенонские и туронские осадки (Маков, 1940б).

В юго-западной части Одесской области и в Приднестровье Украины верхнемеловые образования так же широко развиты, как и на территории Молдавии. Здесь они представлены главным образом сенноманскими слоями, залегающими севернее параллели ст. Бессарабская на силурийских, а далее к северу и на докембрийских породах; к югу же от параллели ст. Бессарабская — на нижнемеловых (?).

Сенноманские отложения Западного Причерноморья изучены по многим прекрасным обнажениям Среднего Приднестровья, где их можно наблюдать на больших расстояниях и нередко непрерывно, по долине Днестра и его многочисленным левым притокам. В Среднем Приднестровье сенноманские слои погружаются на юго-запад. По этой причине в направлении с юга на север на дневную поверхность выступают все более древние их горизонты, начиная от белых мергелей (г. Кишенев и с. Каменка-Днестровская) и кончая базальными галечными песками с фосфоритами (бассейн р. Ушицы и др.).

В долине Прута верхнемеловые слои аналогичны отложениям верхнего мела Молдавии и обнаружены только между сс. Липканы и Бадраж-Нуу на протяжении около 30 км. Они поднимаются с юга на север, образуя затем антиклинальный перегиб в районе с. Широцы.

У г. Сороки на Днестре Т. Васкауцану разделил местную толщу сенноманских пород на три следующих горизонта (начиная снизу): серовато-белые мергели нижнего сенномана, опоки с конкрециями кремня и с фауной среднего сенномана и литологически сходные с ними породы верхнего сенномана.

Надо отметить, что на правобережье среднего течения р. Днестра развиты преимущественно белые мелоподобные мергели, несколько песчаные, с конкрециями кремня в верхней части и местами опализированные. Эта толща сильно размыта, но все же достигает мощности 150 м.

От района с. Каменки на р. Днестре к северу, в сторону Украинского кристаллического массива литологический состав сенноманских слоев постепенно изменяется. Все в большем количестве появляются песчаные разности.

В с. Каменке наблюдаются чистые серовато-белые мергели без фауны. В с. Грушке (выше с. Каменки по р. Днестру) под роговиками

залегают белые мелоподобные мергели с иноцерамами и пектенидами. Для мергелей характерны гнезда зернистого опала. В с. Головчинцах (у Флеминды) в нижней части разреза находятся белые мергели, а выше — трепел с гнездами кремня, метасоматически замещающего те же мергели. В с. Ярышеве выше силурийских сланцев видны сильно глинистые, тонкозернистые, слабые песчаники с кремнями и с обильными остатками фауны моллюсков и губок, представленными в виде фосфоритовых ядер. В с. Ломачинцы (против с. Калюса на р. Днестре) внизу залегают пески, а над ними белый мергель. В с. Калюсе значительная часть сеноманской толщи сложена мергелями, местами ороговикопанними и окремненными. Выше залегают пески, а затем белый трепел. В с. Кучской Слободке (р. Калюс) внизу залегают пески, а выше — суглинки с остатками обильной фауны в виде фосфоритовых ядер, еще выше снова пески, и затем белый трепел с кремнями и катунами сеноманской же вязкой песчаной глины. В с. Екатериновке (у Миньяковец) весь разрез сложен песками. В с. Великой Кужеливке (р. Ушица) снизу вверх обнажены: пески, роговики, снова пески, опять роговики, еще пески с *Schloenbachia varians* Sow. и др. и, наконец, черные кремни. В с. Зинькове развиты пески (с кремневыми гальками внизу), песчаники, кремни. В с. Барбухи (р. Ушица) на силурийских сланцах залегают темно-зеленый мелкий песок с галечником внизу. Галечник состоит из фосфоритовых шаров, гальки кварца и силурийских сланцев. Выше песков выступают мощные темно-серые роговики, а затем черные кремни. Подобные разрезы описаны и для ряда других мест.

С юга на север степень и глубина окремнения сеноманских известковых пород постепенно усиливается. Это происходит за счет замещения карбонатов кремнеземом: от мергелей к зернистому опалу, а далее через роговики и серые кремни, к кремням черным. Поскольку совершенно аналогичному окремнению были подвержены и эоценовые породы Побужья, то это явление необходимо связывать, видимо, с олигоценным веком.

На правом берегу Днестра верхнемеловые (сеноманские) отложения вскрыты значительным количеством скважин (Бельцы, Езеряны, Мерены, Кишинев, Оргеев, а также в Унгенском и Ниспоренском районах, в Зозулянах, Кицканах, на ст. Бессарабская и др.). В Кишиневе сеноман представлен внизу и сверху песками, между которыми заключен белый мел с черными кремнями. В районе Мерены—Кишинев наблюдались главным образом светло-серые мергели (со стяжениями кремня), мало мощный слой пшечного мела, глауконитовые пески и песчаники. Мощность верхнего мела в Меренах достигает 100 м. В Унгенском районе почти весь разрез представлен серым известковистым песчаником и мергелями с фауной (с. Романовка) и с мелкой галькой в основании.

По данным С. Ф. Петухова, в с. Садовом (несколько к югу от ст. Бессарабская), с глубины 339 м прослежено 78 м зеленовато-серых глауконитовых песчаников и аналогичного цвета глиен верхнего мела. В Карпиненском и Ниспоренском районах сеноман выражен известняками, белыми мергелями и серыми песчаниками. Песчаники нередко конгломератовидные. Известняки и мергели содержат кремневые конкреции. Мощность пород около 50 м.

Скважиной в с. Чоры (к западу от с. Карпинен) под зелеными глинами и мергелями палеогена встречены верхнемеловые отложения. Здесь на глубине 380—400 м обнаружены серые известковистые песчаники с редкими гальками, а в интервале 400—450 м сначала идут (вверху) черные и темно-серые глины с обуглившимися растительными остатками, а внизу — вишнево-красные, возможно континентальные глины. Возраст

последних неясен, но они могут относиться уже к нижнему мелу. Все упомянутые образования верхнего мела, развитые на территории Молдавии и юго-западной части Одесской области, обычно причисляются к сенomanу, но среди них в верхних частях разрезов толщи могут оказаться и более молодые турон-сенонские. Так, еще И. Ф. Синцов предполагал присутствие у с. Разина (на р. Днестре) туронских мелоподобных мергелей.

Таким образом, в Западном Причерноморье верхнемеловые (сеноманские) образования представлены песками, мергелями и мелом, а также песчаниками, трепелами, роговиками и кремнями; последние нередко залегают в виде отдельных пластов. Фауна в этих породах встречается в сравнительно редких местах, но временами обильна. Наиболее характерной формой сеноманских отложений Среднего Приднестровья является *Exogyra conica* Sow., которая местами встречается в песках и других песчаных породах.

Богатая фауна содержится и в песчаных известковых глинах, но представлена она здесь иными формами. Кроме немногочисленных остатков рыб, иглокожих и брахиопод, в глинах многочисленны фосфоритовые ядра губок, гастропод, и, особенно, пластинчатожаберных. Эти глины наиболее богаты фауной из всех отложений сеномана Приднестровья. Слабоглинистые мергели и мел сравнительно бедны фауной (по видовому составу и количественно). В них встречаются представители родов *Pecten*, *Inoceramus* и некоторых других.

По данным Г. А. Радкевича (1891), в составе сеноманской фауны Подолии насчитывается около 30 видов: три вида *Exogyra*, два вида *Ostrea*, восемь видов *Pecten*, два вида *Vola*, по одному виду родов *Platycatula*, *Avicula*, *Lima*, *Inoceramus*, *Modiola*, *Arca*, *Cardium*, *Lucina*, *Pectunculus*, *Nautilus*, *Terebratulata*, *Rhynchonella*, *Cidarid*, *Holaster* и др.

Эта фауна в целом имеет средиземноморский облик, который характерен также фаунистическим комплексом палеогена и тортона. Среди собранной и определенной А. Д. Сергеевым фауны (с. Ровно на р. Коропце, с. Грушка на Днестре у с. Каменки, у г. Ярышев на р. Лядаве, сс. Калюс и Куча на р. Калюсе, с. Вел. Кужеливка на р. Ушице и в других местах) можно назвать следующие формы, перечисленные в порядке количественного их распределения: *Venus faba* Sow., *Venericardia ienucostata* Sow., *Cyprina ligertensis* d'Orb., *Schloenbachia coupet* Brogn., *Sch. varians* Sow., *Pecten asper* Lam., *Arca mailleana* d'Orb., *Ar. carinata* Sow., *Janira quinquecostata* Sow., *Ostrea vesicularis* Lam., *Pecten laminosus* Mant., *Oxyrhina mantelli* Ag., *Belemnites ultimus* d'Orb. и др. Из перечисленных форм *Schloenbachia varians* Sow. и *Pecten asper* Lam. характерны для нижнего сеномана.

Меловые отложения Подолии и Волыни

Меловые отложения к западу от Украинского кристаллического массива пользуются очень широким распространением. Они слагают здесь почти все пространство Волыни, севернее пятидесятой параллели, обнажаясь непосредственно под четвертичными отложениями. К югу от пятидесятой параллели, в Подолии, меловые породы выступают из-под третичных пород почти по всем левобережным притокам р. Днестра. Среди меловых образований в западных частях УССР различаются как нижне-, так и верхнемеловые, но степень распространения и изученности их очень неравноценны. Если работами советских исследователей: Н. П. Михайлова (1948), Д. П. Найдина; О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948)

и др. стратиграфия верхнего мела изучена достаточно хорошо, то к изучению нижнемеловых отложений еще не приступали.

Нижний мел. Нижний мел на Волыни и Подолии не пользуется широким развитием. В настоящее время эти отложения палеонтологически охарактеризованы только по Днестру: в районе сс. Ольховцы, Худяковцы, Колодрубы, по р. Цыганскому потоку, у сс. Волковицы и Филиппковцы на р. Ничлаве а также в сс. Замушино и Михалково (Басс, Славин, Ткачук, 1946).

На Волыни, по скважинам г. Дубно, с. Колодне-Гумиско, Ю. Суйковский (Sujkowski, 1939) описывает доломитизированный мергель с мелкими черными кремнями и доломитовые пески. Руководящей фауны в этих песках не найдено. В кремнях встречаются обломки ежей, известковые водоросли из группы *Carallinaceae*, спикулы губок, фораминиферы, остракоды и радиолярии. На основании того, что в г. Люблине на эти породы резко несогласно налегает альб, а подстилаются они всюду или юрой или девоном, Ю. Суйковский условно относит их к неокому. Их мощность в скважине г. Дубно — 24 м. Нижнемеловые отложения бассейна р. Днестра, на основании встреченных ископаемых остатков относятся к верхнему альбу.

На левом берегу Днестра у с. Худяковцы на сланцы силура налегают мелкозернистые светло-желтые пески мощностью 1,5 м, с фауной кораллов и *Ostrea canaliculata* Sow. В аналогичных песках близ с. Филиппковцы обнаружена руководящая фауна верхнего альба *Parahoplites puzosi* d'Orb., *Parahoplites steinmanni* Jac.

У с. Худяковцы в верхней части песков встречен пласт желтого глауконитового песка мощностью 0,2 м, переполненный фосфоритизированной древесиной и ядрами пеллеципод: *Avellana cassis* d'Orb., *Ringinella lacrymosa* d'Orb., *Acra mailleana* d'Orb., *Pectunculus sublaevis* Sow., *Trigonia* aff. *aliformis* Park., *Cardita tenuicostata* Sow., *Cypri-meria faba* d'Orb., *Plicatula gurgitis* Pet. R., *Panopaea gurgitis* Pet. R., *Ostrea Hippopodium* Nils., *Ostrea canaliculata* Sow. В Побужье О. К. Смирнова и С. И. Пастернак (1948) условно относят к нижнему мелу белые кавернозные известняки.

Всюду в Подолии выделение верхнего альба встречает трудности, так как маломощная толща альбских песков литологически не отделима от сеномана.

Таким образом, в западных частях Украины имеется проблематичная неокомская толща, в большинстве случаев размытая в предверхнеальбское время, и верхнеальбская свита. На основании тесной связи последней с сеноманом можно говорить о том, что обширная верхнемеловая трансгрессия началась не в сеномане, а в верхнем альбе.

Верхний мел. Стратиграфия верхнемеловых отложений лучше всего изучена в долинах р. Днестра и его левых притоков. Верхнемеловые отложения (часто включая и альб) всюду трансгрессивно налегают на самые различные слои. Во Львовско-Люблинской впадине они лежат или на юре, или на карбоне. По направлению на восток они перекрывают все более и более древние отложения (девон, силур, а затем докембрий). Стратиграфическое расчленение верхнего мела Подолии сильно осложняется отсутствием выдержанных маркирующих горизонтов и почти полным отсутствием перерывов, а в Волыни еще и тем, что породы мела перекрыты здесь почти сплошным чехлом четвертичных отложений. Однако богатая фауна (хотя и неравномерно распределенная) способствует довольно дробному стратиграфическому делению. В верхнемеловых отложениях Приднестровья палеонтологически выделяются следующие

стратиграфические единицы: нижний, средний и верхний сеноман, турон, коньяк, сантон, нижний и верхний кампан, нижний и верхний маастрихт.

Сеноман. Отложения сеномана покрывали всю поверхность Подолии и Волыни. Буровыми скважинами они вскрыты также и в Львовско-Люблинской мульде. Палеонтологически сеноман делится на три части: нижний, средний и верхний.

Отложения сеномана разнообразны по своей фациальной характеристике. Б. С. Козошинская (Kokoszynska, 1932), а вслед за ней и А. К. Матвеев (1941), обобщивший данные польских авторов, выделяют в сеномане пять фаций: фацию зеленых песчаников, серых известковистых песчаников с ежами, зеленых глауконитовых песков, фацию мергелей, фацию белых известняков. По-видимому, этими фациальными различиями сеноманские отложения не ограничиваются, так как в ряде мест в основном разрезе известны фации галечников и конгломератов, а в районе Каменки скважины вскрыли кремнистые отложения (спонгиозиты с глауконитом). Границы распространения основных фаций сеномана показаны на схеме в работе А. К. Матвеева (1941). Мощность сеноманских отложений колеблется от 10 до 25 м.

Сеноманские слои ложатся трансгрессивно на различные горизонты палеозоя, юры и нижнего мела. Иногда меловая трансгрессия начинается несколько раньше (в альбе). Наиболее разнообразными являются осадки нижнего сеномана, которые обнажены в восточных районах по долине р. Збруча, по р. Ничлаве (от с. Филиппковцы до с. Шманьковцы) и по р. Днестру от с. Околов до сс. Св. Троицы и Синьково.

Литологически это — зеленые глауконитовые песчаники с мергелистым цементом. В основании их часто располагается пласт конгломерата мощностью до 1,2 м. В нижней части песчаники содержат обломки черных кремней, в верхней части они окремнены местами. Мощность глауконитовых песчаников меняется от 12 м на р. Збруче до 2 м на р. Ничлаве. Восточнее состав нижнего сеномана несколько меняется: глауконитовые песчаники переходят в грубозернистые, плотные внизу и рыхлые вверху, известковистые песчаники и песчаные известняки с большим количеством мшанок и игол ежей. В верхних частях разреза появляются зеленые пески с белемнитами. Подобный разрез выдерживается в районе Днестра между р. Серетом и р. Черной.

На р. Серете, севернее с. Касперовцы, в средних горизонтах нижнего сеномана обнаружена следующая фауна: *Pecten cretosus* De f r., *Pecten robinaldinus* d'Or b., *Ostrea diluviana* L., *Exogyra conica* S o w., *Neohibolites ultimus* d'Or b. Помимо перечисленной фауны, нижний сеноман характеризуется следующими формами: *Avellana incrassata* d'Or b., *Venus rothomagensis* d'Or b., *Pecten asper* L a m., *Neithea quinquecostata* S o w., *Ostrea carinata* S o w., *Terebratula capillata* S o w. Фауна нижнего сеномана Подолии монографически еще не изучена и сборы ее не были систематическими, вследствие чего часто в списках среди нижнесарматских форм приводились и более молодые, и более древние виды.

Средний сеноман сложен желтыми или зеленоватыми, часто глауконитовыми мергелями. В основании их встречаются фосфоритовые желваки, местами дающие фосфоритовый горизонт до 0,5 м мощности, с конкрециями пирита и галькой кремня. В этом конгломерате, по-видимому, в переотложенном состоянии находится фауна верхнего альба: *Aucellina gryphaeoides* S o w., *Plicatula gurgites* P. et R.

Обнажения среднего сеномана встречаются между рр. Стрипой и Золотой Липой и в долине р. Серет, южнее Тернополя, а также по рр. Ушице и Жвань. Средний сеноман характеризуется многочисленной

фауной пелеципод, гастропод и аммоной: *Nautilus expansus* Sow., *Baculites baculoides* Mant., *Turrillites costatus* Lam., *Turrillites tuberculatus* Bosc., *Schloenbachia varians* Sow., *Schloenbachia coupet* Sow., *Scaphites aequalis* Sow. и др. Мощность среднего сеномана 5—6 м.

Верхний сеноман палеонтологически трудно отделим от среднего. Он представлен белыми плотными известняками с редкими фосфоритами (мощность до 2 м). Обнажения верхнего сеномана имеются только по р. Стрипе от с. Бучуч до с. Осовец. Фауна в известняках более бедная, чем в среднем сеномане. Имеется много видов, общих со средне-сеноманскими. Здесь часто встречается *Ostrea vesicularis* L., а также *Mantelliceras mantelli* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Schloenbachia varians* Sow., *Inoceramus latus* Mant., *Spondylus latus* Sow.

Отложения сеномана на Подолии всюду лежат трансгрессивно, причем наиболее далеко как на север, так и на восток прослеживаются отложения нижнего сеномана, что, возможно, связано с последующим размывом.

К западу от меридиана р. Золотая Липа сеноманские отложения известны только по скважинам, пробуренным в Побужье. Судя по данным О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948), «фации зеленых песков» здесь соответствуют зеленовато-серые кварцево-глауконитовые песчаники с крупными зернами кремней и кварца. Располагающиеся выше доломитизированные мергели с мелкими конкрециями фосфоритов весьма напоминают «фацию мергелей» Подолии. В западных частях в районе Каменки встречаются кремнистые пятнистые мергели, замещающиеся иногда спонгиолитами с *Exogyra* cf. *conica* Sow. Верхний горизонт сеноманских отложений Побужья представлен песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с рассеянными в них конкрециями фосфоритов. Мощность сеномана в Львовско-Люблинской мульде колеблется от 3 до 26 м, причем наблюдается ее увеличение в западном направлении.

Турон. В естественных выходах на Ополье туронские отложения известны в долине р. Днестра на отрезке от г. Галича до района с. Нижнева, а также по долинам его левых притоков — рр. Горожанки, Золотой Липы (на отрезке от с. Гиньовицы до устья) и Коропца. На правобережье р. Днестра турон распространен в долинах р. Тлумача и потока Герасимовского. Кроме естественных обнажений, турон известен из разрезов ряда скважин, пробуренных на Ополье. За восточной границей Ополья, на Подолии, туронские отложения обнажаются в верхнем течении рр. Серета и Стрипы, а также на Волини.

В долине р. Днестра турон представлен белыми толстоплитчатыми, звенящими при ударе известняками, характерной особенностью которых является наличие стяжений черных кремней неправильной формы. Кремни чаще всего беспорядочно рассеяны в толще известняков; реже они образуют невыдержанные прослои. Замечено, что кремни характерны для верхней части туронских известняков; нижняя же часть этих известняков кремней почти не содержит.

К северу от р. Днестра в долине р. Золотой Липы, на водоразделе между рр. Золотой Липой и Коропцом, туронские известняки становятся менее плотными. Еще далее к северу и северо-востоку в верховьях рр. Серета и Стрипы туронские известняки представлены также слабоцементированными разностями желтовато-белого цвета с небольшим количеством кремней. На северо-востоке (уже на Волини) турон вновь выражен в виде довольно твердых толстоплитчатых белых известняков с многочисленными конкрециями кремней. Для известняков характерны *Inoceramus lamarchi* Park., *In. lamarchi* Park. var. *apicalis* Woods,

In. lamarcki Park. var. *websteri* Mant. (по определению С. А. Доброва), а по данным Б. Рогая также *Inoceramus cuvieri* Sow., *In. latus* Mant., *In. brongniartii* Sow., *In. labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petresch., *Rhynchonella cuvieri* d'Orb., *Holaster planus* Mant. и другие формы.

Мощность туронских известняков в Приднестровье возрастает с юго-востока на северо-запад. Так, в окрестностях с. Нижнева, на р. Днестре, их мощность равна 10 м, в районе г. Львова мощность турона равна 80—100 м. В Побужье скважинами были обнаружены плотные оолитовые мелкозернистые белые и серые известняки с раковистым изломом, в нижней части которых встречен прослой мергелей с обломками иноцерамов и белемнитов. В верхней части обычны конкреции кремней.

О. И. Смирнова и С. И. Пастернак (1948) перечисляют следующие виды фораминифер, характерные для этой части разреза: *Planulina schloenbachi* Reuss var. *kelleri* Mjatl., *Anomalina* cf. *ammonoides* Reuss. Мощность известняков в Побужье достигает 50—70 м.

Коньяк. Коньякские отложения обнажаются восточнее линии Станислав—Галич—Золочев; хорошие обнажения этих слоев имеются по рр. Днестру, Нараевке, Золотой Липе. В направлении с юга на север, а также с запада на восток фации коньякских отложений несколько изменяются. На Днестре у г. Галича, отложения коньяка представлены серыми и зелеными глауконитовыми глинистыми мергелями, которые восточнее, у с. Нижнева, переходят в более плотные мергели и известняки с *Parapuzosia daubrici* Gross., *Ptychodus rugosus* Dix., *Ostrea incurva* Nils., *Inoceramus involutus* Sow., *In. undulato-plicatus* Röm. var. *digitata* Schüt., *Micraster rogalus* Now., *Goniotenthis westfalica* Schl., *Actinocamax verus* Müll. Мощность коньяка здесь 7—10 м.

На р. Золотой Липе коньяк представлен желтыми, мягкими, сильно известковистыми мергелями мощностью 30—40 м; некоторые горизонты их переполнены *Inoceramus involutus* Sow., вследствие чего эти слои часто называют иноцерамовыми. Еще севернее в районе с. Золочева коньякские отложения переходят в известняки. Помимо указанной фауны, в последние годы в этих отложениях были найдены: *Inoceramus koeneni* Heine, *Inoceramus weisei* Andert. и др. (определения С. А. Доброва).

В верховьях рр. Буг, Стыр, Стрипа и Серет, а также в Побужье коньяк представлен мягкими желтовато-белыми и желтовато-серыми толстоплитчатыми мергелистыми известняками с фауной: *Inoceramus* sp., *Bulimina* ex gr. *ventricosa* Brotz., *Gyroldina* aff. *exculpta* Reuss, *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *A. ammonoides* var. *crassisepta* Mjatl., *Globotruncana linneana* d'Orb. Скважины, пробуренные к западу от г. Львова, вскрыли коньякские отложения, представленные зеленовато-серыми, слабопесчанистыми мергелями, по-видимому, значительной мощности.

Для коньякских отложений характерно полное отсутствие стратиграфических перерывов. Переходы в нижележащие туронские и в вышележащие сантонские отложения повсюду происходят постепенно. Мощность слоев коньяка, как и всех остальных горизонтов верхнего мела, закономерно возрастает с юго-востока на северо-запад и с востока на запад с одновременным погружением слоев в тех же направлениях. Так, в юго-восточной части Ополья мощность коньякских мергелей равна 3—8 м, а на Побужье в Бусском районе 20—30 м.

Сантон. Сантонские отложения, как и отложения коньяка, представлены мергелями, известняками и переходными разностями между ними. Поэтому они макроскопически не отличимы ни от коньякских отложений, ни от покрывающих их нижнекампанских слоев. Вследствие боль-

шого сходства в литологическом составе с подстилающими и покрывающими образованиями и бедности органическими остатками хорошей сохранности, сантон выявляется с большим трудом. Его нижняя и особенно верхняя границы не могут считаться окончательно установленными. От нижележащих слоев с *Inoceramus involutus* Sow., сантонские отложения отличаются внешне значительно меньшим количеством обломков створок иноцерамов. *Actinocamax verus* Nill. с разновидностями и изредка появляется вновь руководящая сантонская форма *Goniot euthis granulata* (Blv.).

Эти формы являются руководящими для так называемого «гранулятового мела» Вестфалии. Очень редкие находки *Goniot euthis granulata* (Blv.) были обнаружены в сантонских отложениях Донецкого бассейна (Шатский, 1924). Сантонский возраст слоев с *Goniot euthis granulata* (Blv.) и *Actinocamax verus* Mill. var. подтверждается, кроме того, немногочисленными остатками иноцерамов, а именно *Inoceramus ex gr. lobatus* Schlüt., *In. patootensis* Loriol., *In. cf. pinniformis* Willett, *In. cycloides* Weg. (определения С. А. Доброва).

Следует подчеркнуть присутствие характерных для сантона Ополя и Побужья *Ostrea incurva* Nilss., *Lissaptychus leptophyllus* Shagpe. *Ostrea incurva* Nilss. встречается кроме слоев сантона, также и в ниже- и в вышележащих слоях. Однако только в сантонских мергелях и известняках она встречается в массовых количествах, образуя местами банки и выдержанные на достаточно большем протяжении прослой. В фаціальном отношении отложения сантона полностью сходны с коньякскими и меняются так же, как и последние. На правом берегу р. Днестра, к югу от г. Станислава, они представлены глинистыми мергелями в фации, сходной с развитыми на платформе. В Побужье (Смирнова, Пастернак, 1948) к сантону относятся палево-серые или зеленоватые мергелистые известняки, в верхней части песчаные и со слюдой, мощностью свыше 140 м. Отложения сантона здесь очень постепенно сменяются кампанскими, и установить их точную границу невозможно.

Стратиграфия вышележащих верхнемеловых отложений (верхний сенон) Подолии и Волыни вызывала большие споры у польских геологов и окончательно не была разработана. Только усилиями советских исследователей Н. П. Михайлова, О. К. Смирновой, Д. П. Найдина была внесена некоторая ясность в этот вопрос, несмотря на то, что литологически эти отложения очень трудно расчленимы.

Кампан. Кампанские отложения слагают западную часть описываемой территории, обнажаясь вместе с маастрихтом в пределах Львовско-Люблинской мульды.

На основании встреченной фауны в кампане можно выделить нижний кампан с *Goniot euthis quadrata* Blv. (так называемый квадратный мел) и верхний кампан с *Belemnitella mucronata* Schloth. Между палеонтологически обоснованными сантоном и кампаном располагается переходная толща, в которой еще сохранились элементы типичной сантонской фауны, но уже имеются и кампанские формы. Особенно характерны здесь *Goniot euthis granulata — quadrata* Stoll.

Эти слои развиты в разных районах, по долинам р. Днестра и его правых притоков. Они представлены различными фациями. У г. Галича они представлены серыми и темно-серыми тонкоплитчатыми глауконитовыми мергелями. К северу, на водоразделе Гнилой Липы и Золотой Липы — это желтовато-серые толстоплитчатые известковистые мергели, местами (р. Нараевка у с. Рогачина) с редкими тонкими прослоями

кварцевых песков и мелкими обломками каких-то древних темноцветных пород. Еще далее к северу, в верховьях р. Западный Буг — это желтовато-белые, толстоплитчатые мергелистые известняки, реже — известковистые мергели. В южном Побужье переходные слои, как установлено по разрезам скважин, представлены серыми и зеленовато-серыми мергелистыми известняками. В пределах Ростоцьа они представлены зеленовато-серыми песчанистыми мергелями. К этим же слоям, переходным между сантоном и нижними горизонтами нижнего кампана, по-видимому, относятся известковистые песчаники и пески, с редкой галькой нижеднепровских пород, вскрытые скважинами в районе с. Угерско на правобережье Днестра. Мощность промежуточных слоев возрастает в направлении с востока и юго-востока на запад и северо-запад к осевой части Львовско-Люблинской мульды. Так, если в долине р. Золотой Липы у г. Березжаны мощность этих слоев равна 10—15 м (они здесь завершают разрез верхнего мела), то в южной части Побужья, в Бусском районе, их мощность возрастает до 60—70 м, а предполагаемая их мощность в осевой части Львовско-Люблинской мульды в районе г. Львова составляет 80—100 м.

Вышележащая толща относится к верхней части нижнего кампана. Фауна в ней более определенная. Здесь часто встречаются *Goniotеuthis quadrata* (Blv.), а также аммониты *Discoscaphites binodosus* Bœm., *Pachydiscus bustrzycae* Now., *P. stanislawopolitanus* Low. Фации верхней части нижнего кампана более разнообразны, чем нижней. К югу развиты серые плитчатые, несколько песчанистые мергели. На обоих берегах Днестра, в Журавненском и Букачевском районах, верхнекампанские отложения представлены в виде своеобразных косослоистых песчаников. Песчаники подстилаются и кроются песчанистыми, сильно глауконитовыми мергелями, также содержащими *Goniotеuthis quadrata* (Blv.).

К северу от долины Днестра слои с *Goniotеuthis quadrata* (Blv.) представлены мергелями, которые по направлению к северо-востоку становятся все более и более известковистыми. В верхнем течении р. Золотой Липы развиты сильноизвестковистые мергели, которые на северо-восточном Ополье в Золочевском и Олесском районах превращаются в настоящие желтовато-белые, и даже почти белые толстоплитчатые известняки. На Побужье слои с *Goniotеuthis quadrata* (Blv.) представлены мергелями, часто известковистыми. На Ростоцье в западном крыле Львовско-Люблинской мульды верхние горизонты нижнекампанских отложений вскрыты рядом скважин на глубинах порядка 250—300 м. Здесь они представлены зеленовато-серыми песчанистыми мергелями, для которых характерно постепенное увеличение мощности к осевой части мульды. Если в естественных обнажениях в северо-восточной части Ополья мощность слоев с *Goniotеuthis quadrata* (Blv.) не превышает 10—12 м, а в Бусском районе она равна 60—70 м, то в осевой части Львовско-Люблинской мульды эта мощность предположительно равна 100—120 м.

Нижнекампанские отложения совершенно постепенно переходят в верхнекампанские слои, характеризующиеся иным комплексом фауны. Для верхнекампанских отложений руководящим видом является *Belemnitella mucronata* Schloth. Слои с типичной *Belemnitella mucronata* Schloth. устанавливаются повсеместно с достаточной определенностью. В западных областях УССР, к сожалению, в слоях с *Belemnitella mucronata* Schloth. до сих пор не найдены руководящие для них аммониты. Представители других групп окаменелостей (иноцерамы, морские ежи и др.) в мукронатовых слоях западных областей УССР встречаются редко.

Слои с *Belemnitella mucronata* Schloth. в восточных районах своего распространения (сс. Глиняны, Перемышляны, Новая Стрелисска) представлены серыми и темно-серыми плитчатыми глинистыми мергелями. На западе, как видно по кернам скважин Ростоцьа и по немногим обнажениям вдоль западной окраины Ополя, они замещаются довольно твердыми, сильно песчанистыми мергелями серого и зеленовато-серого цвета. На юге, в долине р. Днестра, мукронатовые мергели также отличаются сильной песчанностью. В Журавненском и Букачевском районах они, кроме того, содержат большое количество зерен глауконита. Таким образом, мергели с *Belemnitella mucronata* Schloth., в северо-восточном крыле Львовско-Люблинской мульды по своей литологической характеристике значительно отличаются от мергелей, слагающих ее юго-западное крыло и область замыкания. Первая разновидность мергелей — глинистая, вторая — сильно песчаная, местами почти переходящая в песчаники.

В полном соответствии со строением Львовско-Люблинской мульды находится и распределение мощностей слоев с *Belemnitella mucronata* Schloth на отдельных ее участках. В западной части Бусского района их мощность колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, а в осевой части мульды у Львова она равна 80—100 м.

Маастрихт. По распределению представителей родов *Belemnitella*, а также аммонитов и прежде всего скафитов, маастрихтские отложения можно подразделить на нижнемаастрихтские и верхнемаастрихтские. К нижнему маастрихту относятся слои с *Belemnitella langei* Schatsk. Верхнемаастрихтские отложения представляется возможным расчленить на слои с *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz., *Acanthoscaphites tridens* Кнер. с разновидностями, *Discoscaphites constrictus* Sow. с разновидностями и располагающиеся выше слои с *Belemnitella nowalci* Naid., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Pachydiscus neubergticus* Науер.

Нижний маастрихт. Породы нижнего маастрихта, литологически не отличаясь от подстилающих и покрывающих отложений, содержат комплекс фауны головоногих, позволяющий произвести достаточно четкое их выделение.

Слои с *Belemnitella mucronata* Schloth. сверху совершенно постепенно переходят в отложения, содержащие другие руководящие окаменелости. В этих отложениях появляется *Belemnitella langei* Schatsk., наряду с которой изредка продолжают встречаться ростры *Belemnitella mucronata* Schloth. Н. П. Михайлов (1948) относит слои с *Belemnitella langei* Schatsk. к нижнему маастрихту. Этот вывод основывается на том, что слои (зона) с *Belemnitella langei* Schatsk. в южном Донбассе отделяются от нижележащих слоев перерывом и содержат богатую аммонитовую фауну (*Bostrychoceras polyplacum* Roem. с разновидностями и др.), по своему характеру значительно отличающуюся от фауны нижележащих слоев.

В западных областях УССР слои с *Belemnitella langei* Schatsk. не имеют в своем основании никаких следов перерыва, нет в них и руководящих аммонитов. По составу белемнитов они занимают промежуточное положение между типичными мукронатовыми и ланцеолатовыми слоями. С одной стороны, в них встречаются редкие экземпляры *Belemnitella mucronata* Schloth., а с другой — в их верхней части появляются уже *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz.

Слои с *Belemnitella langei* Schatsk. обнажаются в относительно узкой полосе, протянувшейся от г. Каменки на Побужье почти прямо на юг к Ополю. Между гг. Бобркой и Перемышлянами эта полоса пово-

рачивает на юго-запад, вступая в долину р. Днестра в Жидачевском районе; отсюда она резко поворачивает к северо-западу, оконтуривая западное крыло Львовско-Люблинской мульды.

Слои с *Belemnitella langeti* Schatsk. литологически, как указывалось выше, не отличимы ни от нижележащих слоев с *Belemnitella mucronata* Schloth., ни от перекрывающих ланцеолятовых слоев. Это мергели, окрашенные в различные оттенки серого цвета. В восточных районах мергели глинистые, почти лишенные включений зерен обломочного кварца; на западе же (западнее г. Львова) мергели с *Belemnitella langeti* Schatsk. обогащены угловатыми зернами кварца, реже полевых шпатов. Для них также характерно появление глауконита. Сильнопесчанистые мергели с *Belemnitella langeti* Schatsk. в западных районах очень похожи на такие же мергели с *Belemnitella mucronata* Schloth. внизу и *Belemnella lanceolata* Schloth. emend. Sinz. — вверх. Общая мощность слоев с *Belemnitella langeti* Schatsk. в осевой части Львовско-Люблинской мульды равна 60—100 м.

Верхний маастрихт. 1. Нижняя часть верхнего маастрихта.

Слои с *Belemnitella langeti* Schatsk. вверх постепенно переходят в слои, содержащие многочисленные рostrы *Belemnella lanceolata* Schloth. emend. Sinz., и, местами, обильные остатки скафитов *Discoscaphites constrictus* Sow., *Acanthoscaphites tridens* Кнер. с разновидностями и др.

Слои с *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz. развиты в пределах достаточно широкой полосы, располагающейся к северо-востоку, к югу и юго-западу от Львова (рис. 77). В северо-восточной и восточной частях этой полосы, т. е. на северо-восточном и восточном крыльях Львовско-Люблинской мульды, ланцеолятовые слои развиты в виде серых плитчатых глинистых мергелей. На юго-западном крыле, как позволяют судить отдельные естественные обнажения и разрезы некоторых буровых скважин, слои с *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz. представлены твердыми, сильнопесчанистыми глауконитовыми мергелями, зеленовато-серого и желтовато-серого цвета. Переход глинистых мергелей в песчанистые происходит постепенно. В песчанистых мергелях, распространенных на западе, содержится комплекс многочисленных и разнообразных моллюсков — пластинчатожаберных, головоногих и особенно брюхоногих. В этих мергелях часто встречаются остатки морских ежей и рыб. В обнажении песчанистых ланцеолятовых мергелей (так называемая «нагорянская опока» польских авторов) в окрестностях с. Нагоряны, расположенной в 10 км к юго-юго-западу от г. Львова, найдено подавляющее большинство экземпляров моллюсков, характерных для западных областей УССР, которые были описаны Р. Кнероле, Ф. Хауером, Е. Фавром и др.

В глинистых же разностях мергелей с *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz., развитых на востоке, комплекс ископаемых значительно более беден как в видовом, так и в количественном отношении. Мощность слоев с *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz. в осевой части Львовско-Люблинской мульды оценивается цифрой 100—150 м.

2. Верхняя часть верхнего маастрихта.

В верхнемаастрихских отложениях продолжают встречаться *Discoscaphites constrictus* Sow. и его варианты. *Acanthoscaphites tridens* Кнер. и *Belemnitella lanceolata* Schloth. emend. Sinz. совершенно исчезают. Руководящим видом для этих отложений является *Belemnitella nowaki* Naid.

Слои, содержащие *Belemnitella nowaki* Naid. хорошо обнажены в окрестностях г. Львова, а также к северо-западу от него на Ростоцье.

К югу и юго-востоку от этого города слои с *Belemnitella nowaki* Naïd. отмечены на р. Вубже и в Бобрском районе. В окрестностях г. Львова эти слои представлены сырыми глинистыми мергелями, лишь местами содержащими прослой песчанистых мергелей (так называемая «львовская опока»). К западу количество песчаных прослоев увеличивается, и серые глинистые мергели, так же как и подстилающие их ланцеолятовые мергели, становятся песчанистыми; они отличаются более богатым комплексом ископаемых по сравнению с развитыми на востоке глинистыми мергелями.

Слоями с *Belemnitella nowaki* Naïd. заканчивается разрез верхнемеловых отложений Львовско-Люблинской мульды в той ее части, которая входит в пределы СССР. Мощность слоев с *Belemnitella nowaki* Naïd. в окрестностях Львова не превышает 50—70 м.

Таковы верхнемеловые отложения Подолии и Волыни. Детальное изучение и правильное стратиграфическое расчленение этих отложений будет способствовать выявлению и промышленной оценке ряда полезных ископаемых, связанных с образованиями мела, как-то фосфориты, цементное сырье, строительные материалы и т. п.

Изложенный на предыдущих страницах материал позволяет установить общие закономерности в распределении отдельных литологических комплексов верхнего мела Подолии и наметить основные черты развития этой области в течение мелового периода.

Трансгрессия мелового моря в пределы Подолии и Волыни началась в верхнеальбское время; море распространилось здесь достаточно широко. Оно захватило часть кристаллического массива, и, по-видимому, в районе р. Припяти соединилось с бассейном Днепровско-Донецкой впадины. В сеноманское время трансгрессия моря расширяется в восточном направлении и воды сеноманского моря должны быть перекрыли западную часть Украинского кристаллического массива. Повсюду это было мелководное море. На его площади происходило накопление песков

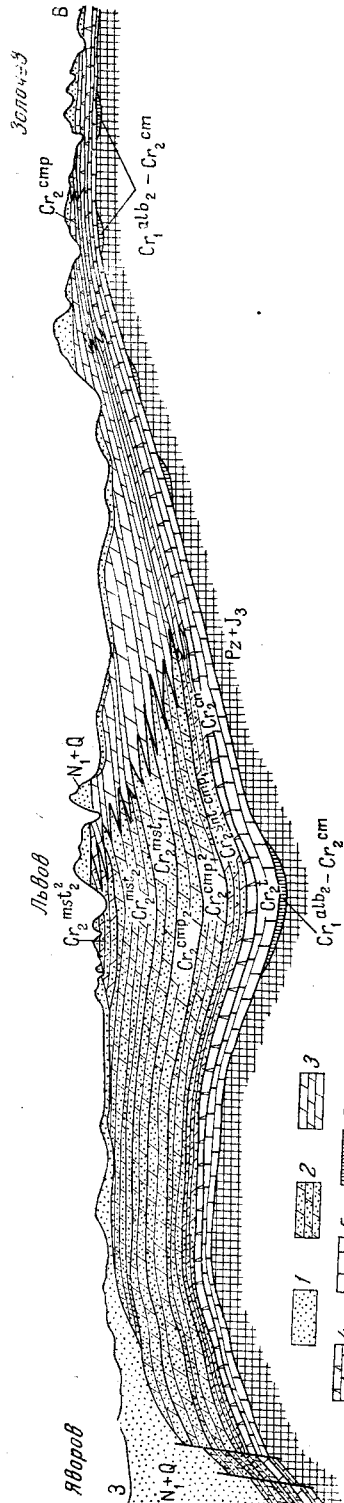


Рис. 77. Схема фациальных взаимоотношений верхнемеловых отложений Львовской мульды по линии Яворов—Злочев

1—пески, песчанки, глины, известняки и другие отложения миоценового и четвертичного возраста; 2—песчанистые мергели; 3—мергели; 4—мергелистые известняки; 5—известняки; 6—конгломераты песчанки, песка и другие отложения альбо-сеномана; 7—четвертичные и миоценовые. Подстилающие породы юры и палеозоя

и песчаных известковых илов. Особенно большой принос терригенного материала имел место в нижнем сеномане. По-видимому, именно в это время шла нивелировка достаточно расчлененного нижнемелового рельефа. В среднем и верхнем сеномане принос обломочных частиц сокращается и в осадках начинают преобладать карбонатные породы.

В туроне трансгрессия моря, по-видимому, достигла максимума. Поступление терригенного материала прекращается почти полностью. Всюду на Подолии и Волыни в это время шло накопление чистых известковых илов, обогащенных кремнями, количество которых увеличивается в верхнем туроне. В нижнесенонское время накопление кремнистых осадков прекращается, что свидетельствует о некотором уменьшении глубин осадконакопления. В южных частях Подолии известняки сменяются глинистыми мергелями, а в Побужье (Львовско-Люблинская мульда) в верхних частях разреза (в сантоне) наблюдается примесь песчаного материала. На восток нижнесенонское море, по мнению некоторых исследователей, не продолжалось дальше меридиана р. Серет. На юго-западе также замечается некоторое сокращение площади нижнесенонского моря по сравнению с предшествующим временем. В нижнем кампане в районе с. Журавно появляются косослоистые континентальные пески.

Таким образом, на время верхнего сантона — нижнего кампана приходится максимум меловой регрессии в этих районах, но полностью территорию Подолии и Волыни море не покидает, так как вскоре (в конце нижнего кампана) началась новая верхнесенонская трансгрессия.

Очень характерно распределение фаций в верхнем сеномане. На юго-западе, в области Ростоцья, в основном на правобережье р. Днестра, шло накопление песков, которые к северо-востоку, в долине р. Днестра по линии пунктов Янов—Николаев, сменялись песчано-глинисто-известковыми илами. Далее к северо-востоку песчаный материал постепенно исчезает полностью, мергели становятся более чистыми, а еще северо-восточнее (район Голо-

гор) они переходят в разности, напоминающие известняки (рис. 78). Особенно четко эта картина наблюдается для слоев с *Belemnitella mucronata*.

Таким образом, по отложениям верхнесенонского времени ясно видно, что принос обломочного материала происходит с юго-запада, т. е. с территории современных Карпат. Это свидетельствует об очень

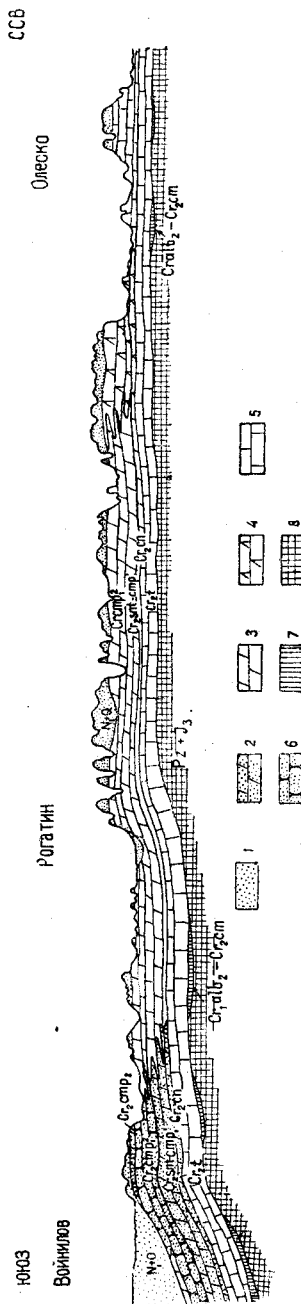


Рис. 78. Схема фациальных взаимоотношений верхнемеловых отложений Ополья по линии Войнилв-Олеско
1 — пески, песчанники, глина, известняки и другие отложения миоценового и четвертичного возраста; 2 — песчанистые мергели; 3 — мергели; 4 — мергелистые известняки; 5 — известняки; 6 — песчанники; 7 — конгломераты, песчанники, пески и другие отложения альб сеномана; 8 — подстилающие породы

тесной связи моря Карпат и Подолии в верхнем сеноне. Гипотеза о валебарьере, разделявшем в то время моря Подолии и Карпат, является не правильной.

Вполне закономерно также изменение мощностей меловых отложений Подолии и Вольни. Мощности всех горизонтов меловой системы возрастают с юго-востока на северо-запад, т. е. в направлении от Украинского массива к центру Львовско-Люблинской мульды. Так, если мощности отдельных горизонтов в Приднестровье измеряются единицами метров, то в мульде они достигают десятков метров. Отсюда можно сделать вывод, что мульда в меловое время продолжала достаточно интенсивно прогибаться, особенно в верхнем сеноне.

В самом конце мелового периода море надолго покидает территорию Подолии и Вольни. Так заканчивается мезозойский этап развития юго-западной части Русской платформы.

КАЙНОЗОИ

ПАЛЕОГЕН

Введение

Нижнетретичные отложения в пределах УССР распространены почти повсеместно. Сплошной их чехол прерывается только в долинах наиболее крупных рек, в районах соляных куполов — в Днепровско-Донецкой впадине, на некоторых участках кристаллического массива и Донецкого бассейна. Отсутствие их здесь следует объяснить размывами, происшедшими в верхнетретичное и четвертичное время.

Особенно сильному размыву подверглись палеогеновые осадки на склонах кристаллического массива, неоднократно покрывавшихся в неогеновое время трансгрессирующими с запада и юга морями. Можно предполагать, что только на двух участках территории Украины сохранялись континентальные условия в течение всего палеогенового периода.

Первый из этих континентальных участков включает северную часть Украинского кристаллического массива (к северо-западу от линии гг. Овруч—Житомир—Летичев—Старо-Константинов) и прилегающие к ней территории Западной Вольни и Подолии. На палеогеографической схеме палеогеновой эпохи область, где отсутствуют отложения палеогена, вырисовывается в виде обширного полуострова, вытянутого с запада на восток и отделяющего карпатское море от моря, покрывавшего современную Польскую низменность и южную часть Полесья. Этот участок характеризуется неглубоким залеганием докембрийских и меловых пород и их высоким гипсометрическим положением. Для северной части кристаллического массива пределом распространения палеогеновых отложений является горизонталь 185 м. Морские палеогеновые осадки — глауконитовые пески, глины и мергели — по мере приближения к участку, ограниченному этой горизонталью, замещаются мелководными и прибрежными морскими грубообломочными породами, песками и песчаниками, содержащими остатки растений, несомненно континентального происхождения.

Вторым районом, не покрывавшимся водами нижнетретичного моря, является, по-видимому, наиболее высокая часть Донецкого кряжа и примыкающая к нему юго-восточная часть Украинского кристаллического массива (Приазовье). Как это показали многочисленные исследования,

проведенные в пределах западных и северных склонов Донецкого кряжа, морские палеогеновые отложения с приближением к этому приподнятому участку также меняют свой фациальный состав, от глубоководного на более мелководный и прибрежный.

Общие размеры южного участка невелики. В период максимальных нижнетретичных трансгрессий он представлял собой небольшой остров, который, судя по минеральному и петрографическому составу палеогеновых пород, устилающих его склоны, был к этому времени уже в значительной мере пенепленизирован. Граница площади распространения морских палеогеновых отложений в свете всех собранных в настоящее время данных может быть проведена следующим образом. В пределах Украинского кристаллического массива она идет от границ Белорусской ССР, несколько восточнее г. Овруча, западнее гг. Малина и Коростышева, через с. Монастырище, на верховье р. Ингула. Отсюда она проходит между гг. Ново-Украинка и Бобринец, на г. Еланец—с. Братское—с. Александровку, через р. Ю. Буг на с. Завадовку на р. Тилигуле и затем в пределы Молдавской ССР, которую она пересекает севернее г. Кишинева. Юго-восточная граница области развития морских нижнетретичных отложений определяется северным краем Донецкого кряжа и Азовского участка докембрийской плиты. Северо-восточная и восточная границы распространения этих осадков выходят за пределы УССР.

Руководствуясь данными бурения и естественными выходами пород палеогена, границы можно провести через населенные пункты: Мосты—Столбцы—Минск—Мглин—Холм—Путивль (УССР)—Льгов—Н. Реутец—Старый Оскол—р. Потудань и по восточному склону водораздела между рр. Доном и Хопром. За намеченным, таким образом, контуром отдельные изолированные «островки» палеогеновых отложений, свидетели их более широкого первоначального распространения, известны в бассейне р. Синюхи, на рр. Токмаке и Токмачке, а также севернее и северо-западнее долины р. Потудани, где не поддающиеся расчленению палеогеновые отложения залегают в карстовых воронках.

Через территорию Полесской и Польской низменностей, днепровское палеогеновое море соединялось с морями, покрывающими Западную Европу, а через Северо-Донецкую впадину и область среднего течения р. Дона—с морем, занимавшим Поволжье и Предкавказскую впадину. О возникновении свободных связей между этими бассейнами в отдельные отрезки времени нижнетретичной истории говорит сходство ископаемой палеогеновой фауны УССР, Поволжья и Западной Европы. Связь днепровского и крымского морей осуществлялась в палеоцене и начале эоцена через Предкавказскую впадину и низовья р. Дона, а в верхнем эоцене и олигоцене—также и через Запорожский пролив, образовавшийся в начале киевского века на месте опустившегося здесь участка кристаллического массива.

Общая конфигурация палеогенового бассейна неоднократно менялась. Береговые линии его представляются весьма изрезанными, особенно вдоль краев кристаллического массива, где неоднократно возникали многочисленные заливы, связанные с глубокими открывающимися в сторону впадин депрессиями в поверхности докембрийских образований. Такие заливы намечаются на местах современных речных долин рр. Лядавы, Мурашки, Лозовой, Тетерева, Росси, Случи, Горыни, Уборти, Токмака, Токмачки и многих других. Мощность палеогеновых отложений варьирует от 1 м до 1 км, увеличиваясь от склонов впадин к их осевым частям. Наибольшие мощности установлены в центральной части Причерноморской впадины (район Присивашья) и на опущенных склонах.

соляных штоков, — на северо-западной окраине Донецкого бассейна и в Днепровско-Донецкой впадине.

Залегают палеогеновые отложения трансгрессивно, на размытой поверхности мезозоя, палеозоя и докембрия. Граница их с породами верхнего мела совершенно отчетлива. На контакте с мелом всегда можно видеть углистые породы или скопления гальки, часто сцементированной в конгломерат. В галечнике встречаются окатанные меловые кремни, фосфориты или ядра моллюсков. Абсолютные отметки, в пределах которых залегают палеогеновые породы, колеблются от +210 м (г. Шаргород—Россошь, область мелового шельфа) до —1350 м (с. Ново-Алексеевка, Присивашье).

На фоне в общем спокойного погружения нижнетретичных осадков от краев впадин к их центральной части выступает ряд соляных штоков, в пределах которых палеогеновые отложения опущены на очень большие глубины. Современное гипсометрическое положение палеогеновых осадков определяется формой рельефа поверхности дотретичных пород, после-палеогеновой тектоникой, особенно резко сказавшейся в краевых частях кристаллического массива, в том числе и соляной тектоникой, особенно интенсивно проявившейся в киевском веке. В ряде местностей, например в окрестностях г. Канева, около г. Градижска (гора Пивиха), в районе г. Чернобыля, палеогеновые отложения участвуют в гляциодислокациях.

В центральных частях Днепровско-Донецкой впадины на них сказались влияние соляной тектоники, выразившееся в районах соляных штоков резкой сменой фациального состава палеогеновых пород и значительными колебаниями мощностей.

Литологический состав нижнетретичных отложений УССР обусловлен мелководным, эпиконтинентальным характером отложивших их морей, эпейрогеническими колебаниями, вызванными движениями в Карпатско-Крымско-Кавказском участке Альпийской геосинклинали и в известной мере для отдельных небольших районов процессами соляной тектоники. Общий характер пород — платформенный. Исключением является лишь толща олигоценовых отложений центральной части Причерноморской впадины (майкопская свита). Фации палеогеновых отложений почти всегда остаются мелководными; среди них особая роль принадлежит песчаным, кварцево-глауконитовым породам, содержащим фосфоритовые стяжения.

На этом общем фоне отчетливо выделяется толща киевского яруса, в составе которой преобладают относительно глубоководные светлые мергели или мергелистые пластичные глины. В пределах Причерноморской впадины в составе среднеоценовых отложений преобладают карбонатные фации (известняки, мергели, известковистые песчаники) с фауной моллюсков и фораминифер крымского типа.

Континентальные отложения сохранились главным образом на склонах кристаллического массива, где они выражены или фацией кварцевых песков и песчаников с остатками наземной растительности или фацией песчано-глинистых, угленосных отложений озерно-болотного происхождения, которым подчинены многочисленные промышленные залежи бурого угля. Возраст последних определяется как бучакский—каневский.

Состав минералов тяжелой фракции палеогеновых пород значительно отличается от состава пород мезозойского и, особенно, палеозойского возраста.

Основная роль в составе тяжелой фракции принадлежит минералам, генетически связанным с породами Украинского кристаллического массива. Влияние Донецкого кряжа как области минерального питания менее

заметно. Вышесказанное в полной мере относится также и к палеогеновым отложениям, развитым в пределах окраин Донецкого бассейна.

Обращает на себя внимание постоянное присутствие в палеогеновых породах минералов: силлиманита, ставролита и дистена, которых в отложениях мезозоя и, особенно, палеозоя очень мало. Наибольшую связь с породами кристаллического массива обнаруживают отложения каневского и харьковского ярусов, наименьшую — киевского и бучакского.

В киевское время почти вся территория кристаллического массива уходит под воду; в бучакское и каневское — сносу терригенного материала с докембрийской плиты могла препятствовать широкая заболоченная и залесенная равнина, раскинувшаяся на ее склонах и служившая ареной накопления песчано-глинистых угленосных пород.

Начало изучения палеогеновых отложений на территории УССР положено работами Дюбуа де Монпере (Fr. Dubois de Montpereux, 1832), который первый определил эоценовый возраст глауконитовых песчаников окрестностей с. Бучака на р. Днепре.

С таким выводом не согласился Е. Эйхвальд (1846), который вообще отрицал существование нижнетретичных отложений на территории Европейской России, и все породы, отнесенные Дюбуа к палеогену, переопределил как меловые. Точка зрения Е. Эйхвальда господствовала в геологической литературе до исследований А. Роговича (1860), определившего в синих глинах и глауконитовых песках окрестностей г. Киева 34 вида эоценовых хрящевых рыб.

В последующие годы с изучением нижнетретичных отложений были связаны имена Н. Барбот де Марни (1870), К. М. Феофилактова (1878а), А. В. Гурова (1882), П. Я. Армашевского (1903б), П. А. Тутковского, (1898а), Н. А. Соколова (1893), В. А. Домгера (1882а), а из иностранных исследователей Т. Фукса и А. Кенена. В более позднее время палеогеновые отложения были описаны в работах Л. А. Крыжановского (1909), В. Н. Чирвинского (1926б), М. Е. Мельник (1935а), В. С. Слодкевич (1927) и др.

Первая попытка построить стратиграфическую схему палеогеновых отложений принадлежит Н. Барбот де Марни (1870), который выделил в составе этих отложений ярус «спондилусовых» глин и «харьковскую» породу — толщу опоковидных и глауконитовых образований, лежащих на глинах.

Позднее К. М. Феофилакт (1878а) к этой схеме добавил: 1) ярус «пестрых» глин, 2) ярус «белых кварцевых песков», 3) ярус «бучакских и трактемировских песчаников».

До 1881 г. все эти отложения относились к эоцену. В 1881 г. В. А. Домгером (1882а) в бассейне рр. Соленой и Базавлука были обнаружены кремнистые опоки и марганцеворудные слои с фауной нижнеолигоценового состава (по определению Н. А. Соколова). К нижнему же олигоцену Н. А. Соколовым были отнесены детритусовые пески с обильной фауной моллюсков, обнаруженные при проходке колодца в предместье г. Днепропетровска — Мандриковка и в котловане, отрытом при сооружении днепровского железнодорожного моста. Эти находки дали возможность Н. А. Соколову (1893) составить свою сводную стратиграфическую схему палеогеновых отложений УССР, которая с некоторыми добавлениями и сохранилась до последнего времени. Н. А. Соколовым были выделены: 1) полтавский ярус (верхний и средний олигоцен, 2) харьковский ярус, относящийся к нижнему олигоцену, 3) киевский ярус — верхний эоцен и 2) бучакский ярус — средний эоцен. Мандриковские слои Н. А. Соколовым сопоставлялись с латторфским ярусом

Северной Германии и Замланда, установленным к тому времени А. Кененом и отнесенным им к нижнему олигоцену.

В последующие годы схема Н. А. Соколова претерпела ряд изменений и дополнений. Г. А. Радкевич (1896) и П. Я. Армашевский (19036) выделили в составе бучакского яруса Н. А. Соколова нижнюю его часть в качестве самостоятельного каневского яруса. Основанием для этого послужили находки в окрестностях г. Канева в этих слоях фауны моллюсков, более древней, чем бучакская.

Вопрос о возрасте пород каневского яруса не получил общепризнанного решения. Некоторые геологи относили его к верхнему палеоцену (лондонский ярус) (Л. А. Крыжановский, П. Я. Армашевский, Г. А. Радкевич), другие (М. Е. Мельник) к среднему палеоцену или (А. А. Дубянский) к нижнему палеоцену.

В. И. Лучицкий (1900) изменил нижнюю границу отложений киевского яруса, проведя ее не по подошве мергелистых глин (как это было сделано Н. А. Соколовым), а по основанию толщи известковистых песков с фосфоритами. Киевский ярус был разделен В. И. Лучицким на две части: 1) толщу мергелей и известковистых глин и 2) толщу известковистых фосфоритовых песков.

Ю. И. Половинкина (1936а) и В. С. Слодкевич (1927) установили в составе отложений полтавского яруса горизонт глауконитовых песчаников с фауной среднеолигоценовых моллюсков. По предложению В. С. Слодкевича этот слой выделен под названием цыбулевского горизонта, так как наиболее полно породы, слагающие этот горизонт, обнаружены у с. Цыбулево на р. Ингульце.

М. Е. Мельник (1935б) расчленила толщу мергелей и известковистых глин киевского яруса на два горизонта: верхний — более песчаный и менее карбонатный, с фауной моллюсков верхнеэоценового возраста, и нижний, представленный мергелем и известковистыми песками, с фауной среднего эоцена. Бучакский ярус М. Е. Мельник отнесла к нижнему эоцену, а породы каневского яруса — к среднему палеоцену (танетский ярус).

О. К. Каптаренко-Черноусова (1947в) на основании изучения фауны простейших подтвердила двучленный состав толщи киевского мергеля и выделила на границе между верхней, слабоизвестковистой, или вообще не вскипающей с соляной кислотой глиной и нижним мергелем бескарбонатный радиоляриевый песчаный прослой. Наконец, работами В. Д. Ласкарева (1914а), Н. В. Пименовой (1936, 1940), М. Н. Ключникова, О. В. Крашенинниковой и других устанавливается, что толща белых кварцевых песков и песчаников, объединяемая Н. А. Соколовым под названием полтавского яруса, состоит из осадков, различных по возрасту (олигоцен—миоцен) и по генезису.

Следует отметить, что сложившаяся в результате всех этих исследований стратиграфическая схема охватывала лишь комплекс отложений, развитых в пределах центральной части впадин. На периферии, в области кристаллического массива, мелового шельфа и окраин Донбасса, палеогенские отложения представлены преимущественно мелководными песчаными образованиями, они оставались практически не расчлененными, а в вопросе о возрасте отдельных их компонентов существовали большие расхождения. К палеогеновым отложениям окраинных районов относятся: вороновские морские песчаники, «калиновские мергели», марганцевые рудоносные слои окрестностей г. Никополя, темно-серые глины с морской фауной, встреченные близ с. Веселые Терны, глауконитовые песчаники сс. Шпилевки и Шаулихи и др.

За последние годы в связи с дальнейшим более детальным изучением геологического строения территории УССР и, особенно, в результате глубокого бурения, выполняемого с целью поисков бурых углей, газа и нефти, на закрытых прежде малоизвестных площадях Днепроовско-Донецкой и Причерноморской впадин собран очень большой материал, значительно дополняющий прежние представления о составе и стратиграфических взаимоотношениях палеогеновых осадков УССР. Новые геологические и палеонтологические данные позволили внести ряд существенных коррективов в прежнюю стратиграфическую схему. Оказалось возможным более дробное расчленение палеогеновых отложений и выделение в составе каждого яруса ряда стратиграфических горизонтов, охватывающих практически весь комплекс морских палеогеновых осадков, развитых на территории УССР. Последние удалось увязать с одновозрастными образованиями смежных территорий БССР и РСФСР (М. Н. Ключников). Был установлен верхнеэоценовый возраст детритусовых песков окрестностей г. Днепропетровска и доказана нецелесообразность выделения так называемого цыбулевского горизонта, который сказался принадлежащим к харьковскому ярусу (Ключников, 1951б). Детальные геологические и палеонтологические исследования подтвердили среднеэоценовый возраст отложений бучакского яруса (Коробков, 1939) и верхнепалеоэоценовый — каневского. Наконец, дальнейшее изучение фауны моллюсков из осадков киевского яруса не оставило уже никаких сомнений в верхнеэоценовом возрасте этих слоев. Результаты исследований последних лет суммированы в работах М. Н. Ключникова; О. К. Каптаренко-Черноусовой; И. А. Коробкова (1939), О. В. Крашенинниковой, И. Е. Слензака (1946а, 1946б).

Помещаемые ниже описания палеогеновых отложений отдельных геологических районов Украины составлены главным образом по данным новейших исследований. Опорными разрезами при характеристике палеогеновых отложений послужили разрезы южного склона кристаллического массива и, в частности, разрез в бассейне р. Ю. Буга, где нижнетретичные осадки развиты особенно полно, достаточно хорошо палеонтологически охарактеризованы и где благодаря этому стратиграфические соотношения между отдельными их компонентами являются наиболее ясными.

Палеогеновые отложения Днепроовско-Донецкой впадины

Палеогеновые отложения в пределах Днепроовско-Донецкой впадины распространены очень широко. По периферии впадины и в районах куполовидных структур они лежат неглубоко от дневной поверхности, в центральных же частях впадины скрыты под мощным покровом верхнетретичных и четвертичных пород и известны лишь по данным глубокого бурения (рис. 79). Хорошие обнажения палеогена можно видеть на правом, крутом берегу р. Днепра, на участке между сс. Новыми Петровцами и Трипольем, затем по р. Десне, между г. Новгород-Северским и с. Разлетами, в бассейне р. Северного Донца, в окрестностях г. Харькова, у с. Верхнего Салтова, в оврагах у с. Савинцев, около с. Шебелинки, около с. Сватово и в других местах.

Еще не так давно среди геологов было распространено мнение о Днепроовско-Донецкой впадине, как о весьма простой геологической структуре, которая представлялась в виде пологого прогиба в кристаллическом фундаменте, выполненного мощными сериями тектонически ненарушенных осадочных образований различных систем (от девона до четвертичной). Палеогеновые отложения, таким образом, рисовались

в виде спокойно лежащих слоев, полого наклоненных от крыльев впадины к ее оси.

Однако, как это показали дальнейшие, более детальные исследования, простота строения Днепровско-Донецкой впадины только кажущаяся. После установления нефтеносности Роменского и Исачковского поднятий, в пределах впадины были проведены широкие комплексные работы: геологосъемочные, геофизические и буровые, направленные на поиски нефтеносных структур. В итоге этих работ было установлено, что Днепровско-Донецкая впадина представляет собой достаточно сложный в тектоническом отношении регион.

В пределах впадины было обнаружено большое число диапировых структур, развивавшихся и в палеогеновое время. Установлено, что толщи осадочных пород в районе этих структур выведены из горизонтального положения и нарушены сбросами. Выяснилось также, что осадки палеогена здесь развиты не полностью, отличаются очень пестрым, в общем мелководным фациальным составом и крайне изменчивыми мощностями, резко возрастающими на опущенных склонах структур.

Как отмечалось выше, в центральной части впадины палеогеновые отложения известны главным образом по данным бурения. Лишь в нескольких местах, а именно в долине р. Псла, около сс. Злодеевки, Перевоза, Устьвицы, Б. Богачки, Балаклеи и Голтвы, по р. Хоролу, возле с. Поповки и в некоторых других пунктах, соответствующих приподнятым участкам тектонических структур, они выходят на дневную поверхность.

Палеогеновые отложения наиболее изучены в бассейне р. Северного Донца, в частности в окрестностях г. Харькова, и на правом берегу р. Днепра, в районе г. Киева.

Каневский ярус. Древнейшими осадками палеогена Днепровско-Донецкой впадины являются отложения каневского яруса, принадлежащие верхам палеоцена и нижнему эоцену. Каневский ярус был установлен П. Я. Армашевским (1903б). Под этим названием П. Я. Армашевский объединил толщу зеленых глауконитовых песков и песчаников, располагающуюся на размытой поверхности верхнемеловых пород в бассейне р. Десны и в верхних течениях рр. Ворсклы и Псла, а также толщу глауконитовых песков с конкрециями фосфоритового песчаника, несогласно перекрывающую породы мезозоя в районе каневских дислокаций. Глауконитовые пески к тому времени были уже детально изучены Г. А. Радкевичем (1900).

В настоящее время каневские отложения обнаружены почти на всей площади впадины (рис. 80). Лучшие выходы их наблюдаются у г. Канева, а также в оврагах правого берега р. Десны между сс. Радичевым и Буженкой и на правом же берегу р. Псла, у предместья г. Сумы — пос. Луки (Чернецкий, 1940). В последние годы ряд новых выходов пород каневского яруса установлен на левобережье р. Северного Донца, в береговых обнажениях его притоков: рр. Айдара, Евсуга, Ковсуга и др. Все эти отложения приурочены к краевым частям Днепровско-Донецкой впадины. Они оконтуривают одно обширное и сплошное палеогеновое поле, располагающееся в недрах Днепровско-Донецкой впадины, почти на всем ее протяжении от г. Гомеля до восточных границ. В пределах этого огромного пространства осадки каневского яруса отсутствуют только на склонах некоторых солянокупольных структур.

В юго-восточном направлении каневские отложения простираются в пределы бассейна р. Дон и Волго-Донского водораздела. К северо-западу они уходят без перерыва в пределы южной части Белорусской ССР. Можно предположить распространение их и дальше на запад, в область Польской и Северо-Германской низменностей, через территории

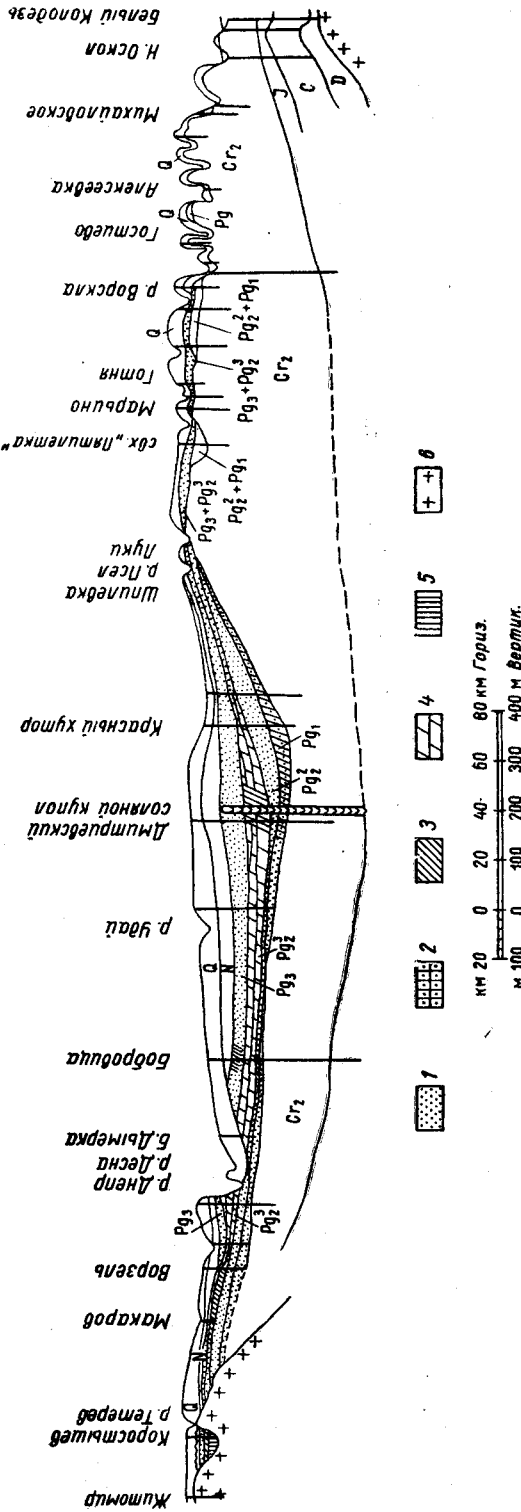


Рис. 79. Состав и условия залегания палеогеновых отложений; разрез через Днепровско-Донецкую впадину (гг. Житомир — Н.-Оскол)
 1 — песок; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — углистые отложения; 6 — породы докембрия

которых волжское и украинское палеогеновые моря, по-видимому, сообщались с морями, покрывающими Западную Европу.

В составе отложений каневского яруса может быть выделено два стратиграфических горизонта: нижний — сумский, и верхний — деснянский (Клюшников, 1952в). Нижний горизонт представлен в основном зеленовато-серыми, глинистыми, глауконитовыми песками, содержащими небольшие стяжения фосфоритов, а в верхней части — толщей очень характерной синевато-или зеленовато-серой, иногда пятнистой, плотной опоки. В более глубоких частях впадины опоке соответствует пласт темно-зеленовато-серых, плотных, иногда кремнистых глин. На более высоких участках дотретичного рельефа опока замещается мелкозернистым глауконитовым глинистым песком, также содержащим фосфориты. Верхний — деснянский — горизонт выражен исключительно песками глауконитовыми, глинистыми и слюдястыми, нижним слоям которых подчинены линзы кремнистых, конкреционных глауконитовых песчаников. В этой фации данный горизонт развит повсеместно. Лишь в при-склоновых частях впадины гранулометрический состав песков, слагающих деснянский горизонт, меняется от мелкозернистого до крупнозернистого, и даже гравелистого. В известных обнажениях у

г. Канева, к каневскому ярусу следует отнести два нижних слоя глауконитовых песков (так называемые горизонты *a* и *b* Г. А. Радкевича, 1900). Верхние два слоя глауконитовых песков (*c* и *d*), отделенные от нижних пластом галечника, в составе которого много окатанных стяжений фосфоритового песчаника из слоя *a* относятся уже к бучакскому ярусу.

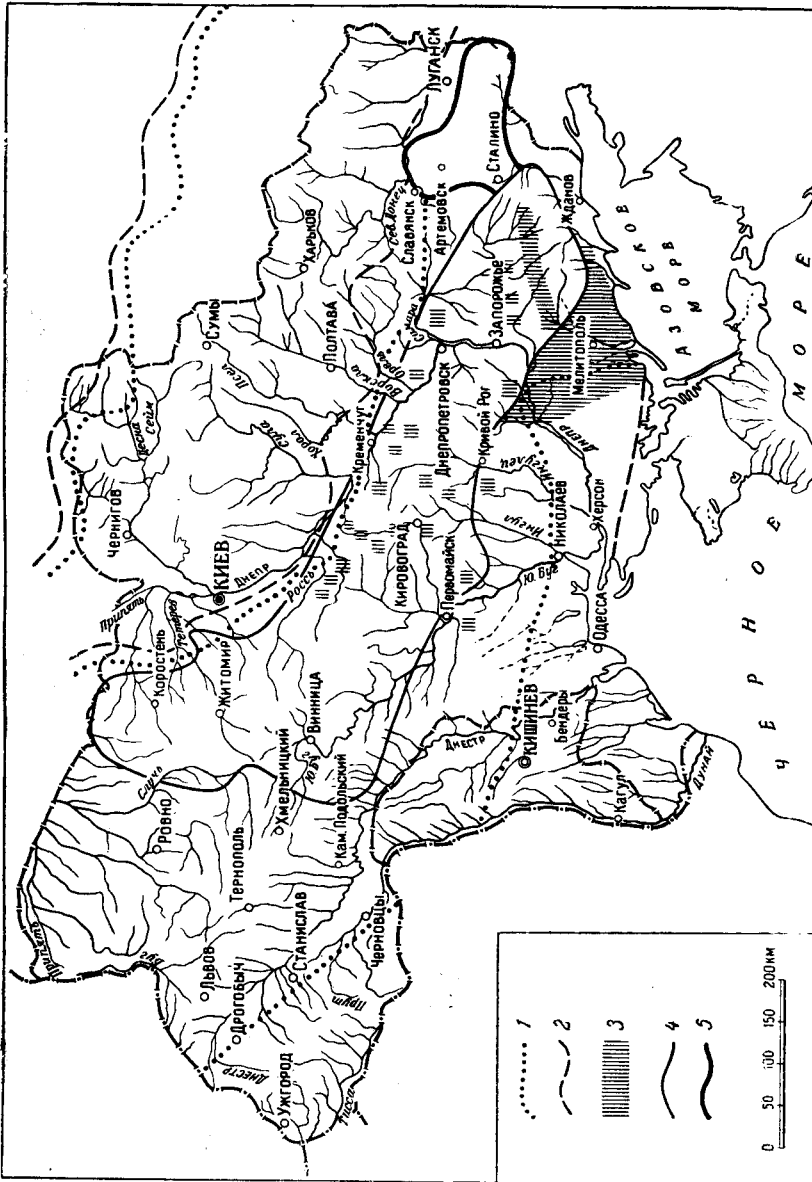


Рис. 80. Схема размещения морских и континентальных отложений каневского и бучакского ярусов на территории УССР
 1—граница области развития морских отложений среднего эоцена (бучакский ярус); 2—граница области развития морских отложений верхнего палеоцена (каневский ярус); 3—континентальные фации палеоцена и среднего эоцена; 4—современный контур Украины; 5—контур Донецкого кряжа

Возраст отложений каневского яруса определяется находками фауны моллюсков в глауконитовых песках и конкрециях фосфоритового песчаника окрестностей г. Канева (слой *a*), а также в опоках с. Луки у г. Сумы, принадлежащих нижнему горизонту яруса, и в кремнистых глауконитовых песчаниках, лежащих в основании толщи глауконитовых песков верхнего горизонта, в окрестностях с. Разлеты на р. Десне. Каневская фауна изучалась Г. А. Радкевичем. Состав ее следующий: *Cytherea orbicularis* E d w., *Cytherea* aff. *falax* D e s h., *Nemocardium edwardsi* D e s h.,

Cyprina scutellaria Desh., *Pectunculus brevirostris* Sow., *Cucullaea* aff. *decussata* Park., *Modiola depressa* Sow., *Avicula atzygensis* Desh., *Pecten* cf. *prestwiczi* Коен., *Apporhais sowerbyi* Mont. Здесь же были обнаружены: оставшиеся неопределенными зубы и позвонки рыб, остатки пяти видов крабов (три местных и два, известных из лондонского яруса Англо-Парижского бассейна), один новый вид мшанок.

В районе с. Луки на р. Псле фауна была обнаружена в серых пятнистых опоках и в подстилающем их прослое разнозернистого глауконитового песка, относящихся к нижнему горизонту каневского яруса. Из опок были собраны остатки шести видов устриц, принадлежащих по определению И. П. Чернецкого (1940) исключительно к палеоценовым видам: *Ostrea canaliculata* Sow., *Ostrea* aff. *reussi* Netsch., *Ostrea* cf. *postvesticularis* Netsch., *Ostrea* aff. *naliotidae* Sow., *Ostrea subescheri* Netsch., *Gryphaea antiqua* Schwet. В глауконитовых песках были найдены многочисленные зубы рыб, принадлежащие широко известным в палеогене видам, и многообразная фауна фораминифер, судя по определениям Н. К. Быковой, смешанного — палеоценового и эоценового состава.

В окрестностях с. Разлеты на р. Десне фауна была встречена в кремнистых глауконитовых песчаниках верхнего горизонта каневского яруса, которые залегают в виде конкреционных глыб в основании толщи глауконитовых глинистых песков, стратиграфически выше серых пятнистых опок. Фауна здесь была обнаружена Л. А. Крыжановским в 1909 г. Изучалась она Л. А. Крыжановским (1909), М. Е. Мельник (1936в) и М. Н. Ключниковым.

В составе деснянской фауны констатированы следующие формы: *Nucula proava* Wood., *Axinea* aff. *humilis* Desh., *Axinea* cf. *corneti* Коен., *Axinea* cf. *paucidentata* Desh., *Astarte* cf. *tenera* Sow., *Astarte rugata* Sow. v. *umbonata* Wood., *Cardium netschaevi* Arch., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Nemocardium semidecussatum* Коен., *Axinus* aff. *brongniarti* Desh., *Phacoides uncinnatus* Defr., *Modiola elegans* Sow., *Axinus* aff. *godhalli* Siw., *Lucina radkiewiczzi* Krysch., *Meretrix laevigata* Lamk., *Gobreus* aff. *debilis* Desh., *Garum* cf. *consobrinum* Desh., *Tellina* cf. *pseudorostralis* d'Orb., *Avicula subatzygensis* Desh., *Pecten prestwiczi* Коен., *Pecten prestwiczi* Коен. var. *armaschevski* Krysch., *Natica pseudoclimax* Cossm., *Pyrula intermedia* Mell., *Actaeon regularis* Коен., *Actaeon difcilis* Arch.

Анализ фауны показывает, что отложения деснянского горизонта с наибольшей долей вероятности могут быть отнесены к нижнему эоцену.

Сравнение фауны глауконитовых песков и песчаников окрестностей г. Канева (сумский горизонт) с фауной кремнистых песчаников с. Разлеты (деснянский горизонт) показывает, что первые содержат несколько большее количество реликтовых танетских видов, в то время как во вторых много видов более молодых, ниже- и среднеэоценовых. Среди последних присутствует ряд форм, общих с формами, свойственными сложениям бучакского яруса.

Особенностью глауконитовых песков каневского яруса является присутствие в них конкреций фосфоритов. При этом выделяются две разновидности: первичные песчаные фосфориты, беспорядочно рассеянные в толще глауконитовых песков, и вторичные фосфориты, входящие в состав базальных галечников и конгломератов, лежащих в основании отложений каневского яруса на размытой поверхности меловых пород. Песчаные разновидности фосфоритов известны во многих пунктах. По данным Г. А. Радкевича (1900), содержание фосфорной кислоты

в них достигает 12,36% (Синяков Яр). Фосфоритовые конгломераты каневского яруса разведаны в бассейне р. Десны, у г. Кролевца.

Региональное распространение фосфоритов в песках каневского яруса дает основание для организации специальных геологопоисковых работ на это полезное ископаемое.

Опоки каневского яруса с прикладной точки зрения не исследовались. Также остаются неизученными темно-зеленые, сильно обогащенные глауконитом пески.

Бучакский ярус. Отложения бучакского яруса представлены толщей кварцевых глауконитовых песков, содержащих линзы кремнистых песчаников. В составе их выделяется две серии песков. Г. А. Радкевич (1900), первый установивший наличие этих двух серий в среднем течении р. Днепра, а вслед за ним ряд других исследователей украинского палеогена (В. В. Резниченко, В. Н. Чирвинский и др.) придавали им значение эквивалентных образований. В последнее время работами А. А. Дубянского для территории Воронежской и Курской областей и И. Е. Слензака (1946в) и М. Н. Ключникова для ряда районов УССР доказано, что выделенные Г. А. Радкевичем две толщи песков имеют стратиграфическое значение.

Нижняя толща (костянецкий горизонт) представлена более глубоководными породами. Отложение ее связано с трансгрессией бучакского моря. Верхняя толща (трактемировский горизонт) является более мелководной. По отношению к первой она залегает регрессивно. Формирование ее произошло в период отступления моря, приуроченного к второй половине бучакского века. Костянецкий горизонт представлен зеленовато-серыми кварцевыми, глауконитовыми песками, мелко- и среднезернистыми, горизонтально-слоистыми, содержащими тонкие прослои или фигурные стяжения кремнистого песчаника. Верхний трактемировский горизонт выражен серыми или желтоватыми песками, неравномернозернистыми, горизонтально- или косослоистыми, с небольшим количеством глауконита и с крупными глыбами кремнистого песчаника, образующего часто сплошные пласты. В песках можно встретить обломки окремнелой древесины, отпечатки растений, прослои гравия и гальки.

В обоих горизонтах встречены остатки фауны морских беспозвоночных. Изучались они Т. Фуксом (Т. Fuchs, 1867), А. Кененом (1868), Г. А. Радкевичем (1900), М. Е. Мельник (1936б), И. А. Коробковым (1939), М. Н. Ключниковым (1953). Содержащие окаменелости слои костянецкого горизонта известны в оврагах у с. Костянца Каневского района и в балке Россоховатке по р. Маячке Краматорского района. Состав встреченной в этих слоях фауны — среднеэоценовый, близкий лютетскому ярусу Англо-Парижского бассейна.

По видовому составу фауна очень разнообразна. Особенно многочисленны виды моллюсков (пеллеципод и гастропод). Возле с. Костянца были найдены остатки крабов, ежей, мшанок. Общее количество видов моллюсков, встреченных в костянецком горизонте (большинство их собрано было в так называемом Костянецком овраге, около с. Костянца) около 200.

Наиболее часто встречаются: *Limopsis granulata* Lamk., *Arca appendiculata* Sow., *Cardium (Trachicardium) porulosum* Sol., *Cardium semi-granulatum* Sow. var., *Venericardia elegans* Lamk., *Corbis lamellosa* Lamk., *Tellina rocstralis* Lamk., *Lucina volderiana* Nyst., *Modiola nysti* Kieck., *Cytherea laevigata* Lamk., *Cytherea partissiensis* Desh., *Thracia scarba* Koen., *Corbula subpisum* Dolf., *Rostellaria fissurella* Lamk., *Cancellaria ewulsa* Sol., *Pyrula nexilis* Sol., *Cassidarta nodosa* Sol.,

Natica hantonensis Pilk., *Natica epiglottina* Lamk., *Natica labellata* Lamk., *Xenophora agglutinans* Lamk. и др. Остатки крабов, обнаруженных в костянячком песчанике, остались неизученными. Окремnelый еж — *Muretia grignonensis* Desh. относится к числу среднеэоценовых, известных в среднеэоценовом, так называемом «грубом известняке» Англо-Парижского бассейна.

Трактемировский горизонт характеризуется находками фауны у с. Трактемирова на р. Днепре, у г. Новгорода-Северского и у слободы Осиновой на р. Айдаре. Фауна этого горизонта более однообразна и бедна видами. Представлена она толстостворчатыми, крупными, более мелководными формами, что хорошо согласуется с фаціальным характером вмещающих ее пород. Состав фауны трактемировского горизонта смешанный: верхнеэоценовый и среднеэоценовый, при некотором преобладании среднеэоценовых видов. Наиболее часто встречающимися формами являются: *Phacoides (Pseudomiltha) giganteus* Desh., *Cardium porulosum* Sol., *Nemocardium parile* Desh., *Laevicardium netschaevi* Alex., *Pitaria hont* Vinc., *Thracia boussaci* Korob. var. *rossica* Korob., *Anatina rugosa* Bell., *Glycymeris intermedia* Sow., *Pinna margaritacea* Lamk., *Pinna affinis* Sow., *Rimella fissuella* Lamk., *Cassidaria nodosa* Sol., *Pirula nexilis* Sol., *Athleta suturalis* Nyst., *Turritella imbricataria* Lamk.

Лучшие выходы отложений бучакского яруса располагаются в зоне каневских дислокаций, на правом берегу р. Днепра, в окрестностях г. Новгорода-Северского на р. Десне, у слободы Осиновой на р. Айдаре, на склонах Корульского и Христищенского поднятий, в северо-западной части Донецкого бассейна. В центральной части впадины бучакские отложения развиты в виде сплошного покрова. Отсутствие их установлено только на склонах некоторых соляных структур (с. Исачки, гора Золотуха, г. Ромны, с. Дмитриевка и некоторые другие), что, очевидно, связано с размывами, имевшими место в период роста соляных штоков в послербучакское время.

Мощность бучакского яруса непостоянна. В центральных частях впадины она достигает 40—50 м, на склонах уменьшается до нескольких метров. Граница распространения их может быть проведена на северо-восточном крыле впадины приблизительно по линии: с. Народичи — ст. Вильча — пос. Городня — г. Новгород-Северский — г. Рыльск — г. Белгород; на юго-западном — вдоль склона кристаллического массива и Донецкого кряжа по линии г. Овруч — г. Новомосковск — г. Славянск. По мере удаления от оси впадины по направлению к границе морские осадки бучакского яруса уменьшаются в мощности и замещаются песчаными или песчано-глинистыми, угленосными отложениями лимнического происхождения.

На юго-восток бучакские отложения уходят без перерыва в область среднего течения р. Дона и Волго-Донского водораздела.

В северо-западном направлении они прослежены до пос. Городни. Можно предположить дальнейшее распространение их в области Полесья и Польской низменности, через территории которых украинское бучакское море сообщалось с морем, покрывающим Англо-Парижскую и Северо-Германскую котловины. Характер контакта между отложениями бучакского и каневского ярусов на окраинах впадины — резкий эрозионный. На контакте обычно развиты грубозернистые и гравелистые пески и галечники, часто содержащие окатанные обломки песчаников, опок и раковин моллюсков каневского яруса (г. Канев, с. Луки, р. Айдар, р. Полная, р. Деркул, р. Жеребец и т. д.). В глубоких частях впадин переходы

между этими отложениями весьма постепенные. Следует полагать, таким образом, что в конце каневского века море значительно регрессировало и сохранилось только в наиболее глубоких частях впадины.

Кремнистые «сливные» разновидности песчаников бучакского яруса отличаются высокой огнеупорностью и могут быть использованы для производства динаса. Месторождения этих песчаников как динасового сырья разведаны у сс. Баничи и Петухи, в районе г. Глухова. Не исключена возможность нахождения промышленных залежей таких же песчаников и в других местах. Кремнистые песчаники трактемировского горизонта среднего течения р. Днепра издавна идут на изготовление жерновов.

Киевский ярус. Интенсивное наступание и углубление моря, происшедшее в киевское время, ингрессия его далеко в глубь континента, осуществление прямой связи днепровского моря с бассейном Причерноморской впадины и Крыма, возникшей в результате глубокого опускания кристаллического фундамента в бассейне рр. Молочной, Конки и Волчьей, и проникновение в связи с этим теплых вод Тетиса далеко на север резко изменили режим днепровского морского бассейна и сказались на общем характере осадков, отлагавшихся на его дне (рис. 81).

Мелководные песчаные глауконитовые осадки бучакского яруса сменялись мощной толщей мергелисто-глинистых, относительно более глубоководных пород. Теплолюбивые формы, населявшие до этого крымское море: кораллы, нуммулиты, моллюски и, в том числе, гигантские устрицы, спондилусы и др., перемещаются в более северные широты, расселяясь на склонах кристаллического массива, Донецкого кряжа и солянокупольных структур, образуя весьма своеобразные комплексы, включающие южные, крымские и местные, унаследованные от бучакского времени формы.

Разрез отложений киевского яруса в пределах большей части Днепровско-Донецкой впадины довольно устойчив. Общая последовательность напластования осадков яруса, хорошо выдерживающаяся почти на всей площади его распространения, представляется следующим образом.

В составе яруса выделяются три стратиграфических горизонта. Нижний, так называемый фосфоритовый горизонт представлен обычно разнозернистыми песками, желтовато-зеленого или желтовато-серого цвета, содержащими фигурные стяжения песчанистого фосфорита. В нижних слоях они обычно не вскипают с соляной кислотой, в верхних — сильно известковисты. Палеонтологически этот горизонт охарактеризован хуже других. Найденные раковины пелеципод и фораминифер дают возможность отнести его к нижней части верхнего эоцена. Наиболее типичными формами являются *Spondylus tenuispina* Sandb., *Pecten idoneus* Wood., *Ostrea flabellula* Lamk. Фауна фораминифер немногочисленна, большинство видов их встречается и в вышележащем мергеле.

По мнению О. К. Каптаренко-Черноусовой (1947б) наиболее характерными для фосфоритовых песков формами являются: *Clavulina czaboi* Nanck., *Pectina dalmatica* (Liebus), *Verneuilina mexicana* Nutt., *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.) и *Globorotalia pentacamerata* Subb. Заслуживает внимания присутствие представителей пелагических форм из рода *Globorotalia*, широко распространенных в эоценовых отложениях Кавказа и Крыма.

Площадь распространения отложений фосфоритового горизонта киевского яруса шире, чем пород бучакского яруса. Залегание его на этих последних трансгрессивное. Характер контакта с отложениями бучака в центральных частях впадины нечеткий, а на бортах ее, а также на склонах соляных штоков — резкий, эрозионный (сс. Савинцы, Кабанье,

Паньковка, Исачки, гора Золотуха около г. Ромны, окрестности г. Лоева и г. Любеча и т. д.). Мощность фосфоритового горизонта колеблется обычно от 1,5 до 4,5 м.

Стратиграфически выше фосфоритовых песков залегает толща голубовато-серых или зеленовато-серых мергелей или известковистых глин

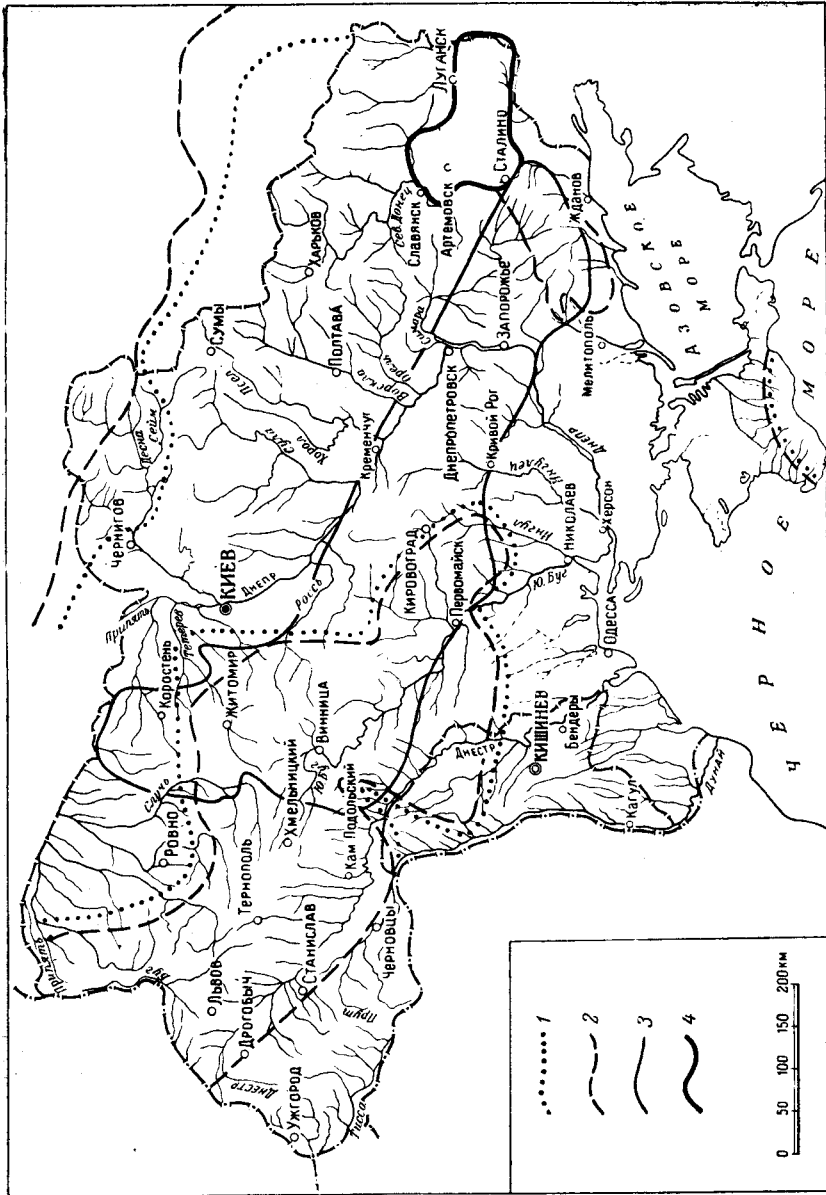


Рис. 81. Схема размещения морских и континентальных отложений киевского и харьковского ярусов на территории СССР

1 — граница области развития морских отложений харьковского яруса; 2 — граница области развития морских отложений киевского яруса; 3 — современный контур Украинского кристаллического массива; 4 — контур Донецкого кряжа

с обильной фауной (простейших моллюсков, и остатками рыб). Мощность этих пород изменяется в значительных пределах, постепенно уменьшаясь к западу и востоку — к склонам впадины. Внешне толща эта кажется однородной, однако детальное изучение, произведенное О. К. Каптаренко-Черноусовой, М. Е. Мельник (1935б) и М. Н. Ключниковым, показали обратное. О. К. Каптаренко-Черноусовой удалось установить, что глинисто-мергелистая толща киевского яруса в среднем

течении р. Днепра состоит из двух горизонтов. Нижний (так называемый днепровский) представлен светлым, нежным на ощупь мергелем, бурно вскипающим с соляной кислотой, книзу постепенно переходящим в фосфоритовые пески. Верхний (так называемый бужский) представлен зеленовато-серой глиной, в нижних слоях — известковистой, переходящей в мергель, в верхних — бескарбонатной. На контакте между этими двумя горизонтами располагается небольшой (0,2—0,5 м) прослой грубой песчанистой, зеленовато-серой глины, лишенной известковистых фораминифер, но зато содержащей массу кремнистых радиолярий. Этот радиоляриевый прослой прослежен вдоль всего правого берега р. Днепра от с. Вышгорода до с. Стайки. Есть основания предполагать (М. Н. Ключников) распространение прослоя дальше на юг вдоль склона кристаллического массива, а также на противоположном восточном склоне впадины.

Изучение фауны моллюсков, произведенное М. Е. Мельник (19356) и М. Н. Ключниковым (1953), показало, что каждому выделенному О. К. Каптаренко-Черноусовой горизонту присущ свой комплекс раковин.

В нижнем горизонте мергеля встречены: *Pecten idoneus* Wood., *Ostrea flabellula* Lamk., *Ostrea callifera* Lamk., *Vulsella deperdita* Lamk., *Spondylus rerispina* Sandb., *Spondylus radula* Lamk., *Spondylus tenuispina* Sandb., *Terebratulina tenuistriata* Lamk.,

В песчаных мергелях этого горизонта, располагающихся ближе к склонам кристаллического массива, встречаются *Cardita tumida* Коен., var. *dnjeprovensis* Słodk., *Cardita borissiaki* Sol., *Corbula henckeli* Nyst., *Leda perovalis* Коен.

Существенно важной особенностью этого горизонта является присутствие в нем форм, общих с формами детритусовых песков окрестностей г. Днепропетровска (район пос. Мандриковки).

Верхние известковистые глины характеризуются присутствием крупных устриц *Ostrea gigantea* Sol., а также *Ostrea flabellula* Lamk., *Ostrea plicata* Sol., *Ostrea dorsata* Desh., *Anomia psammothoëis* Bayan., *Vulsella kiewensis* Fuchs., *Spondylus radula* Lamk. В песчаных разновидностях этих глин встречены мелкие *Lucina* ex gr. *menardi* Desh., *Crassatella fuchsi* Słodk.

Обращает на себя внимание присутствие в этом горизонте ряда видов, характерных для известковистых песчаников верхней части киевского яруса окраин кристаллического массива и Донецкого кряжа (с. Коноплянка на р. Ингуле; сс. Белоусовка, Покровское, Михайловка и др. на р. Южном Буге; сс. Н. Николаевка и Волчье на р. Гнилом Еланце, с. Красное на р. Луганчике, с. Крымское на р. Северном Донце).

В составе фауны нижнего горизонта явно преобладают верхнеэоценовые виды, при довольно большом содержании форм, известных также в осадках среднего эоцена. В верхнем горизонте встречены главным образом верхнеэоценовые виды. Подобный состав фауны дает основание видеть в породах верхнего горизонта киевского яруса образования, соответствующие бартонскому ярусу, а в отложениях нижнего горизонта — аналоги оверзского яруса Англо-Парижского бассейна.

Отмеченные выше два горизонта киевского яруса и разделяющий их радиоляриевый прослой отчетливо выделяются только в периферических частях впадины. В центральных же ее районах, насколько об этом можно судить по данным буровых работ, радиоляриевый прослой отсутствует и переход от нижних мергелей к известковистым глинам, а от них к бескарбонатным глинам совершается вполне плавно. По мере приближения к краевым частям впадины мергели замещаются зеленовато-серыми известковистыми глинами, а затем глинами, не вскипающими с соляной

кислотой. В районах, удаленных от центральных частей впадины, толща киевского яруса представлена глинистыми глауконитовыми песками, трудно отличимыми от покрывающих и подстилающих их песков харьковского и бучацкого ярусов.

Такие же изменения претерпевают отложения киевского яруса по мере приближения к соляным штокам. На склонах последних отложения киевского яруса сильно засорены продуктами разрушения тектонической брекчии, обволакивающей штоки, содержат прослой гравелистых песков, галечников, конгломератов или детритусовых, переполненных галькой известняков.

Следует отметить, что в мелководных отложениях киевского яруса, располагающихся на склонах куполов в районе г. Ромны (гора Золотуха), с. Исачки и с. Дмитриевки была обнаружена многочисленная фауна пелеципод и фораминифер, по видовому составу аналогичная фауне детритусовых песков пос. Мандриковки. О. К. Каптаренко-Черноусова (1941) в составе их установила: *Asterigerina bimmatata* G ü m b., *Rotalia lithotamnica* U h l i g., *Discorbis rarescens* (B r a d y), *Discorbis* ex gr. *orbicularis* T e r q., *Guttalina communis* d' O r b., *Rotalia calcar* (d' O r b.), *Reussella spinulosa* (R e u s s.), *Cassidulina globosa* H a n t k., *Halkyardia minima* (L i e b u s), *Triloculina tricarinata* d' O r b., *Triloculina trigonula* L a m., *Nummulitidae*.

Состав макрофауны, по данным М. Е. Мельник (1935а) и А. М. Куньбы (1937, 1939), характеризуется следующими формами: *Arca incomposita* К о е n., *Arca (Fossularca) cf. pretiosa* D e s h., *Pectunculus tenuisulcatus* К о е n., *Limopsis striata* L a m k., *Leda crispata* К о е n var *ucrainica* S o k., *Crassatella aff. barboti* S o k., *Crassatella woodi* К о е n., *Venericardia domgeri* S o k., *Venericardia borissiaki* S o k o l., *Astarte henckeli* N y s t., *Venericardia sublewicostata* S o k., *Chama monstrosa* P h i l., *Lucina incomposita* К о е n., *Pecten corneus* S o w., *Chlamys (Aequipecten) bellicostatus* W o o d. var. *orientalis* S o k., *Ostrea aff. callifera* L a m k. зубы акул, иглы ежей, кораллы, мшанки. Суммарная мощность отложений киевского яруса в пределах впадины колеблется от 40 до 50 м. Исключение составляют опущенные склоны соляных куполов, в области которых мощность осадков яруса достигает 200 м.

Весьма интересным обстоятельством является присутствие в мергелях киевского яруса фосфоритовых ядер моллюсков, вымытых, несомненно, из более древних (палеоценовых и меловых) пород и находящихся, таким образом, во вторичном залегании. Так, в мергеле, вскрытом карьером в предместье г. Киева — Сталинке, М. Н. Ключникову среди подобного рода ядер удалось обнаружить: гигантские *Cyprina*, очень напоминающие *C. scutellaria* D e s h., часто встречающуюся в песчаниках каневского яруса, *Nemocardium aff. edwardsi* D e s h., *Cytherea* sp., *Ostrea* sp. (не палеогеновую), *Gryphaca* sp., *Exogyra* sp., *Turritella* sp., *Trochus* sp., *Turbo* sp., фрагмоконусы — *Belleminitella*, обломки крупных *Nautilus* sp. Присутствие этих окаменелостей указывает на глубокий размыв нижнепалеогеновых и верхнемеловых пород, происшедший в период отложения киевского мергеля, а с другой стороны, дает основание рассматривать киевский мергель как осадок не столь уже глубокого моря, как это рисовалось прежним исследователям — Н. А. Соколову (1893), А. В. Гурову (1888), В. Н. Чирвинскому (1926б) и др., относившим мергель к образованиям батигальной и даже к началу абиссальной зон. К этому же следует добавить, что в киевском мергеле в окрестностях г. Киева встречаются остатки наземных растений, смытые с суши, и отпечатки водорослей.

Вместе с тем киевский мергель является, несомненно, наиболее глубоководным осадком палеогенового моря. Можно предположить, что времени отложения его соответствует максимум палеогеновой трансгрессии. Как это показали исследования, произведенные М. Н. Ключниковым, в краевых частях Днепровско-Донецкой впадины и, в частности, непосредственно в области кристаллического массива, мергели и замещающие их бескарбонатные глины и глауконитовые пески распространены больше, чем все другие осадки нижнетретичного времени, в том числе и осадки харьковского яруса, формирование которого происходило в период обмеления палеогенового бассейна и начавшейся его регрессии. Интересно отметить, что термические исследования освобожденного от CaCO_3 глинистого вещества киевского мергеля показали, что оно совершенно сходно с глинистым веществом, выделенным из мергеля и мела верхнемелового возраста.

Полезными ископаемыми толщи киевского яруса являются мергели, известковистые глины и зеленые глауконитовые глины, издавна разрабатываемые для изготовления высокосортного строительного кирпича. Фосфориты, из песков нижнего горизонта киевского яруса не используются благодаря незначительной их концентрации в песке и невысокому содержанию в них фосфорного ангидрида.

Харьковский ярус. В толще осадков харьковского яруса может быть выделено два горизонта. Верхний представлен серией довольно однообразных глинистых и глауконитовых песков, зеленовато- или желтовато-зеленовато-серых, слюдястых, горизонтально-слоистых, содержащих прослой и линзы песчаных глауконитовых глин и глинистых, рыхлых песчаников. В центральных частях впадины пески представлены преимущественно мелкозернистыми и равномернозернистыми разностями, в периферических — более крупнозернистыми и хуже отсортированными. Органических остатков в них, за исключением редко рассеянных спикул губок, нет. В прослоях буровато-зеленых песчаных глин, встречающихся в толще глауконитового песка харьковского яруса, в районе сс. Петровцев и Вышгорода, в окрестностях г. Киева встречены остатки древесины, растений и куски янтаря.

В глубоких частях впадины пески книзу постепенно сменяются песчанистыми, зеленовато-серыми, иногда буроватыми, слюдястыми и глауконитовыми, бескарбонатными глинами (в окрестностях г. Киева такую глину обычно называют «наглинком»). Глины содержат неопределенные остатки растений и редкие спикулы губок. Кое-где (район ст. Бровары, окрестности г. Ромны и Харькова) в них обнаружены единичные панцири диатомей и редкие радиолярии. Переход от этих глин к вышележащему горизонту харьковского яруса постепенен, граница же его с глинами киевского яруса вполне отчетлива.

По своему минералогическому составу «наглинок» совершенно идентичен глинам харьковского яруса, залегающим в виде прослоев, в глауконитовых песках верхнего горизонта. Отложение «наглинка» связано, несомненно, с некоторым обмелением палеогенового бассейна, имевшим место на границе между киевским и харьковским веками.

В краевых частях бассейна «наглинку», по-видимому, соответствует пласт разнозернистых мучнистых песков, содержащих конкреционные глыбы кремнистых песчаников. Пласт этот трансгрессивно лежит в основании глауконитовых харьковских песков на породах киевского возраста. Мучнистые песчаники детально описаны в разделе, освещающем палеогеновые отложения Украинского кристаллического массива (окрестности сс. Цибулево, Шаулихи, г. Коростышева и другие районы), где они выделяются под названием ингулецкого горизонта. Они характеризуются

Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины

Ярусы и свиты	Горизонты	Центральная часть впадины	Окраины впадины	Западная Европа
Полтавская свита	Нижние слои	Белые и желтые кварцевые горизонтально-слоистые пески		Олигоцен верхний
Харьковский ярус	Горизонт глауконитовых песков	Зеленовато-серые глинистые и слюдястые глауконитовые пески с подчиненными им прослоями глауконитовых глин и песчаников		Олигоцен средний
Харьковский ярус	Ингулецкий	Песчанистые и слюдястые бескарбонатные глины	Глауконитовые кремнистые песчаники с остатками моллюсков, мшанок и спикулами губок. Опоки. Опоковидные песчаники. Трепелы. Диатомиты	Олигоцен нижний
Перерыв				
Киевский ярус	Бугский	Бескарбонатные или известковистые пластичные глины, с фауной радиолярий, агглютинированных и мелководных известковистых фораминифер	Бескарбонатные глауконитовые глины, глауконитовые пески	Эоцен верхний
Киевский ярус	Днепровский	Светло-зеленовато-серые и белые мергели с богатой фауной известковистых пелагических фораминифер	Известковистые или бескарбонатные глауконитовые глины, детритусовые пески	Эоцен верхний

Киевский ярус	Горизонт фосфоритовых песков	Желтовато-серые известковистые пески с пелагическими фораминиферами и песчанистыми фосфоритами	Глауконитовые слабо известковистые и бескарбонатные пески	Эоцен верхний
Перерыв				
Бучакский ярус	Трактемировский	Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые глауконитовые пески с фосфоритами и конкрециями песчаника	Желтовато-серые, крупнозернистые и разнозернистые пески с глыбовыми конкрециями песчаника, с растительными остатками и фауной мелководных моллюсков	Эоцен средний
	Костянецкий		Зеленовато-серые мелкозернистые глауконитовые пески с фигурными стяжениями и прослоями песчаника, фосфоритами и фауной моллюсков	
Перерыв				
Каневский ярус	Деснянский	Темно-зеленые глинистые глауконитовые мелкозернистые пески	Глауконитовые пески с прослоями конкреционных кремнистых песчаников	Эоцен нижний
Перерыв				
	Сумский	Темно-зеленые или темно-серые песчанистые и слюдястые глины	Опоковидные песчаники, серые и пятнистые опоки, глауконитовые пески с конкрециями фосфоритового песчаника	Палеоцен верхний
Перерыв				
		Верхний мел	Породы мезозоя, палеозоя и докембрия	

весьма своеобразным и очень устойчивым составом фауны морских беспозвоночных и неоднородным, в общем мелководного характера, гранулометрическим составом. В области мелового шельфа такие песчаники известны у сс. Шпилевки, Каменных Яруг, Мелового, Кабаньего, Сватово и т. д. В северо-западной части впадины они выходят на дневную поверхность у г. Лоева (Красовский, 1936). Везде они содержат массу спикул губок, остатки мшанок, из отряда *Cyclostomata*, принадлежащие виду, определенному Е. Эйхвальдом как *Ceriopora serpens* Eichw., остатки сверлящих моллюсков из родов *Clavagella* и *Tered*, ядра и отпечатки гастропод и пелеципод. Среди последних наиболее часто встречаются: *Ostrea prona* Wood. и *Pecten corneus* Sow.

В песчаниках с. Шпилевки (правый берег р. Псла, в 12 км южнее г. Сумы) М. Н. Ключниковым были обнаружены: *Panopaea heberti* Desh., *Cyprina* cf. *rotundata* Br., *Meretrix* ex gr. *regularis* Siodk., *Crassatella* aff. *deshayestana* Nyst.

На северо-восточном склоне впадины, восточнее линии с. Писаревка — г. Богодухов — с. Н. Водолага — с. Балаклея и дальше по р. Северному Донцу литологический состав пород, составляющих нижний горизонт харьковского яруса, более сложен.

В основании этого горизонта часто встречаются легкие зеленовато-серые, при высыхании почти белые, трепеловидные глины, переходящие местами в трепела. В последних, в районе г. Харькова и с. Староверовки, обнаружены прослой диатомитов. В ряде мест трепеловидные глины переходят в плотные однородные опоки или опоквидные песчаники, дающие постепенные переходы в кремнистые спонгиолитовые песчаники. Прекрасные обнажения нижних слоев харьковского яруса можно наблюдать в г. Харькове, в предместье Журавлевка, у с. Старого Салтова и с. Савинцев на р. Северном Донце, в овраге около сс. Сватово и Кабаньего на р. Красной, у с. Староверовки.

В ряде случаев в кремнистых отложениях харьковского яруса были встречены многочисленные панцири радиолярий из рр. *Lytocampe*, *Halimma*, *Cenosphaera* и остатки диатомей.

По данным Ю. М. Успенской (1935, 1940а, 1940б), в составе диатомей преобладают морские планктонные формы. Среди них господствуют представители *Diatomacaea*, относящиеся к родам: *Pixilla*, *Pixidicula*, *Eunotogramma*, *Pterothaeca*, *Aulodiscus*, *Glychnodiscus*, *Hyalodiscus*, *Arachnodiscus*, *Melosira*, *Stephanopyxis*, *Coscinodiscus*, *Cyclotella*, *Actinoptychus*, *Hemiaulus*, *Trinacria*, *Triceratium*, *Rhaphoneis* особенно много видов из родов *Coscinaediscus*, *Meliosira*. Из *Silicoflagellata* установлены роды *Dictiocha* и *Ebra*, встречающиеся редко и в единичных экземплярах.

Аналогичный состав имеют отложения харьковского яруса также в нижнем течении рр. Большой и Малой Терновки, системы р. Самары (окрестности сс. Васильевки, Юрьевки, Афанасьевки, Самойловки и др.). В районе с. Афанасьевки, на границе между опокой, опоквидным песчаником харьковского яруса и киевским мергелем залегает прослой слабоокатанной фосфоритовой гальки, местами сцементированной в конгломерат.

Мощность отложений харьковского яруса колеблется в значительных пределах. На склонах впадины она равна всего нескольким метрам, а в центральных ее частях достигает многих десятков метров. На опущенных склонах соленосных структур мощность пород, относящихся, по-видимому, к харьковскому ярусу, превышает иногда 200 м (г. Ромны, с. Исачки). В этих местах харьковские отложения представлены такими же глауконитовыми песками, однако более крупнозернистыми и плохо

отсортированными. Нижним слоям их подчинены прослои песчанистых глин и песчаников. Местным отличием их служит присутствие гальки, рассеянной в толще песков или собранной в виде небольших прослоев. Состав гальки — окатанные обломки пород брекчии — кэпрока.

В районе Роменского соляного купола (с. Герасимовка) в толще глауконитовых песков харьковского яруса обнаружено два пласта бурого лигнитоподобного угля мощностью до 0,75 м. В скважине № 3/к, пройденной на северном склоне Исачковского купола, в основании отложений харьковского яруса был встречен пласт темно-зеленой опоки мощностью 5,45 м.

Остатки организмов в отложениях харьковского яруса центральной части Днепроовско-Донецкой впадины встречаются очень редко и состав их однообразный. В глауконитовых песках обычны только редкие спикулы губок из семейства *Lithistidae* и одиночные сферические радиолярии, принадлежащие роду *Cenosphaera*. В бескарбонатных глинах, составляющих низы яруса, изредка попадаются раковинки радиолярий из родов *Lytocampe* и *Haliomma*, а также редкие агглютинированные раковинки фораминифер из родов *Haplophragmoides* и *Rhabdammina*. В темно-зеленых и темно-серых сланцеватых глинах, венчающих толщу глауконитовых песков харьковского яруса из района Роменского соляного штока Ю. М. Успенской (1940а), были обнаружены панцири диатомовых водорослей, среди которых оказалось много видов, общих с таковыми верхних горизонтов харьковского яруса окрестностей г. Харькова.

Среди осадков харьковского яруса практическое значение имеют глауконитовые глины, используемые в кирпичном производстве, а также опоки, диатомиты и трепела. Последние не изучены и в сколько-нибудь крупном масштабе не разрабатываются.

На породах киевского яруса харьковские отложения залегают в центральной части впадины согласно, а на периферических ее частях и на склонах солянокупольных структур — с отчетливым, эрозийного характера перерывом. Это указывает на некоторое сокращение размеров палеогенового бассейна в конце киевского века и последующую трансгрессию его в начале харьковского времени. Общая площадь распространения осадков харьковского яруса не установлена, так как значительные толщи глауконитовых песков, развитые по окраинам области развития морских палеогеновых отложений, и кайма окружающих их мелководных и прибрежных белых и желтых кварцевых песков изучены еще очень плохо.

Полтавская свита. К отложениям полтавской свиты относят обычно белые и желтые пески, залегающие непосредственно на зеленых глауконитовых песках харьковского яруса или других, более древних породах. Возрастной диапазон этой свиты велик. Значительная часть ее относится к неогену. Вполне вероятно принадлежность части белых и желтых песков к образованиям более древнего времени. Предположительно кое-где полтавскую свиту можно рассматривать как прибрежную фацию киевского и харьковского ярусов.

Несомненно, к палеогену и именно к его морским фациям следует относить ту часть белых и желтых кварцевых песков, которые согласно лежат на глауконитовых песках харьковского яруса в центральных частях впадины и в наиболее глубоких депрессиях поверхности дотретичных пород в области кристаллического и мелового склонов, или замещают глауконитовые пески по простиранию, являясь их мелководными или прибрежными аналогами. В первом случае белые и желтые пески могут быть отнесены к среднему и верхнему олигоцену, а во втором могут являться образованием как олигоценового, так и верхнеэоценового вре-

мени. Фауна морских моллюсков, кое-где встреченных в этих песках (сс. Алексеевка, район ст. Очеретино и др.), ответа на вопрос о возрасте их, к сожалению, не дает.

Сводную стратиграфическую схему палеогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины можно представить в виде таблицы (табл. 117).

Палеогеновые отложения Украинского кристаллического массива

Палеогеновые отложения развиты главным образом на южном и восточном склонах Украинского кристаллического массива. Западная граница области их сплошного распространения здесь может быть про-

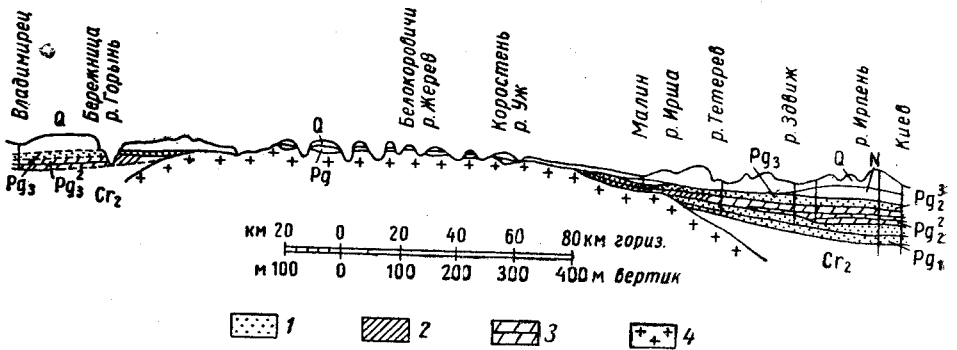


Рис. 82. Разрез палеогеновых отложений по линии г. Владимирец—г. Киев
1—песок; 2—глина; 3—мергель; 4—кристаллические породы

ведена от г. Овруча на юг, через г. Коростышев — с. Монастырище — г. Тальное — с. Шестаковку — г. Ново-Украинку — с. Александровку (р. Южный Буг). К востоку от этой линии отдельные изолированные «островки» нижнетретичных отложений — свидетели более широкого первоначального распространения их, известны в бассейне р. Синюхи, у сс. Трояны, Новоселовка, Тышковки, затем по р. Токмаку и р. Токмачке и в ряде мест вблизи гг. Коростеня и Новоград-Волынского.

Распространение нижнетретичных отложений связано исключительно с углублениями в поверхности докембрийских пород, благодаря которым нижнетретичные слои уцелели от интенсивных размывов, происходивших в третичный и четвертичный периоды.

Анализируя состав палеогеновых пород и их гипсометрическое положение, можно прийти к выводу, что в нижнетретичное время почти весь кристаллический массив уходил под уровень моря. Незатопленными оставались лишь наиболее приподнятые участки юго-восточной части кристаллического массива (Приазовье) и область главного волынского водораздела, характеризующиеся высоким положением пород докембрия (рис. 82). По мере приближения к этим участкам состав палеогеновых отложений меняется от относительно глубоководных морских осадков к мелководным, прибрежным и даже континентальным.

По всем данным к мелководным и прибрежным отложениям палеогена следует отнести также некоторую часть белых и желтых кварцевых песков, фациально замещающих глауконитовые пески киевского и харьковского яруса на наиболее высоко приподнятых участках кристалличе-

ского массива. Пески эти палеонтологически немые, трудно отличимы от песков полтавского яруса и с ними обычно смешиваются.

Палеогеновые отложения кристаллического массива изучались многими геологами. Однако сводных работ, освещающих эти осадки, до сих пор не опубликовано. Именно в районах кристаллического массива было собрано наибольшее количество палеонтологического материала, в том числе эталонного (сс. Вороновка, Ново-Николаевка, Цыбулево, Шаулиха, окрестности Днепропетровска, сс. Карнауховка, Петровка, Борзенково и т. д.), играющего важную роль для стратиграфии южно-русского палеогена.

С изучением нижнетретичных осадков кристаллического массива связаны имена Н. Барбот-де-Марни (1869а), П. Я. Армашевского (1886), Н. А. Соколова (1888, 1889в, 1893, 1896б), В. А. Домгера (1882б, 1883, 1884) А. К. Алексеева (1934), П. А. Православлева (1917), А. В. Фааса (1904), В. Н. Чирвинского (1939), В. С. Слодкевича (1927, 1928а, 1931, 1932, 1933), С. И. Евсеевой (1927). В последние годы эти осадки изучались Ю. Б. Бассом (1946), М. Н. Ключниковым (1953), О. К. Каптаренко-Черноусовой (1947а), М. Е. Мельник (1936а). В итоге этих работ установлено, что нижнетретичные отложения на кристаллическом массиве представлены: бучакским ярусом, выделяемым в известной мере условно, киевским и харьковским ярусами и полтавской свитой.

Бучакский ярус. Континентальные отложения. К отложениям бучакского яруса в качестве континентальных аналогов морских глауконитовых зеленовато-серых песков и песчаников Днепровско-Донецкой впадины по предложению Н. А. Соколова (1889в) относят толщу кварцевых песков, пластичных или песчанистых часто углистых глин и вторичных каолинов, залегающую в основании нижнетретичных отложений, непосредственно на породах кристаллического фундамента, в углублениях его поверхности.

В бассейне рр. Ингула, Ингульца, а также в среднем течении р. Днепра с этими отложениями связаны промышленные залежи бурого угля, разведанные и эксплуатирующиеся в настоящее время. Крайней западной точкой, где установлены бучакские континентальные слои, является г. Вознесенск, на р. Южном Буге. На востоке они зафиксированы многочисленными буровыми скважинами, вплоть до западных окраин Донецкого кряжа. В ряде мест среди угленосных слоев встречены остатки ископаемой флоры. Наиболее крупное скопление ее находится в окрестностях г. Екатеринополя. Флора изучалась А. Н. Красновым, А. Н. Криштофовичем и др. Возраст ее, по заключению А. Н. Криштофовича, — эоценовый.

К отложениям бучакского яруса следует также отнести толщу белых и серых кварцевых песков с крупными линзами плотных кремнистых жерновых песчаников, развитую в окрестностях с. Аджамки, в бассейне р. Ингула и в окрестностях г. Володарск-Волынска Житомирской области (сс. Рыжаны, Могильное, Рудня Барановская, Воляница и др.). Песчаники залегают стратиграфически ниже глауконитовых пород киевского и харьковского возраста, непосредственно на каолинизированных докембрийских гранитах, примерно на одном гипсометрическом уровне с угленосными отложениями бучакского яруса. Песчаники переполнены растительными остатками, среди которых находится много видов, общих видам екатеринопольских угленосных слоев (Криштофович, 1927).

Залегают флороносные песчаные отложения на небольших изолированных площадях, разобщенных приподнятыми участками кристаллического ложа. Часто можно наблюдать только остатки разрушенных пла-

стов кремнистых песчаников на месте их размытых залежей. Флороносные песчаники изучались многими геологами и палеоботаниками: П. И. Шмальгаузен (1884), Н. А. Соколовым (1893), И. В. Палибиным (1901), А. Н. Красновым (1911), А. Н. Криштофовичем (1912а, 1912б), Н. В. Пименовой (1929б), Я. Ф. Лепченко (1929) и др.; однако в вопросе о возрасте их долгое время не было единого мнения. Одни исследователи относили их к эоцену, другие к нижнему олигоцену (к харьковскому ярусу), третьи к среднему и верхнему олигоцену (к полтавскому ярусу).

В последние годы (Станиславский и Криштофович, 1950) доказано, что волынские флороносные песчаники являются аналогом екатеринопольских буроугольных слоев и флороносных песчаников с. Аджамки и, вместе с этими последними, должны быть отнесены к бучакскому ярусу. Возраст описываемых отложений до настоящего времени определялся по аналогии с морскими глауконитовыми песками Приднепровья как средней эоцен.

Однако в настоящее время это мнение должно быть изменено, так как на угленосных отложениях описываемого горизонта — на южном склоне кристаллического массива и в северной части Причерноморской впадины (сс. Степановка, Владимировка и др.) — обнаружен пласт мергеля и известняка (Клюшников, 1952а), содержащий фауну среднеэоценовых нуммулитид. Зеленовато-серые глины с фауной среднеэоценовых моллюсков (по заключению И. А. Коробкова), лежащие стратиграфически выше угленосных слоев описываемого горизонта, обнаружены были в 1951 г. также в области междуречья рр. Базавлук-Ингулец. Начало формирования рассматриваемых угленосных пород в свете этих находок может относиться, таким образом, еще к нижнему эоцену, а возможно и к палеоцену.

Морские отложения бучакского яруса установлены лишь в последние годы работами Украинского геологического управления на междуречье рр. Базавлука и Ингульца. Представлены указанные отложения толщей зеленовато-серых и серых глин, залегающих под слоями киевского яруса.

И. А. Коробковым из указанных глин определены: *Chlamys paristensis* Desh., *Lucina (Divaricella) ermanovillensis* d'Orb., *Lucina (Divaricella) rigaultiana* Desh., *Cardita ayziensis* Desh., *Cardita imbricata* Lamk. var., *Corbula ficus* Brand., *Anomia tenuistriata* Desh., *Cerithium serratum* Lamk., *Turritella imbricata* Lamk., *Trochus aff. margaritaceus* Desh. и ряд других.

Встреченная здесь фауна требует дальнейшего изучения, однако уже теперь совершенно очевидно, что содержащие ее слои относятся к образованиям более древним, чем все известные до сих пор в пределах южного склона кристаллического массива палеонтологически охарактеризованные морские отложения верхнего эоцена.

Киевский ярус. В толще отложений киевского яруса в пределах кристаллического массива выделяются три стратиграфических горизонта, сменяющих друг друга без следов перерыва и распространенные, судя по небольшим, но достаточно частым обнажениям и буровым скважинам, широко.

Нижний горизонт киевского яруса имеет наиболее пестрый петрографический состав. В бассейне р. Южного Буга, где отложения киевского яруса представлены особенно полно и не плохо охарактеризованы палеонтологически, древнейшими осадками яруса являются известковистые глауконитовые пески, мелко- или среднезернистые в верхних слоях, крупно- и разнозернистые в нижних. В основании их наблюдается про-

слой гравелистого песка или гальки — базальный слой, всегда весьма четко отделяющий морские осадки киевского яруса от нижележащих, более древних отложений палеогена или кристаллического ложа. Выходы описываемых песков на дневную поверхность можно видеть в оврагах, открывающихся в долину р. Мертвовода у южного края с. Вороновки. Пески здесь горизонтально-слоистые, зеленовато-серой или желтовато-серой окраски, слабоизвестковистые. Мощность их 3,5—4 м. В них встречаются обломки раковин *Spondylus* и *Pecten*, спикулы губок, редкие камерки агглютинированных фораминифер.

Пески этого горизонта обнаружены также буровыми скважинами в г. Вознесенске, в районе г. Кировограда и с. Калиновки, в бассейне р. Росси — рр. Ольшанки, Тясмина, Цыбульника, где в них встречены мелкие стяжения песчанистых фосфоритов (сс. Чигирин, Табурище) и дальше на юг, в области правобережья р. Днепра от устья р. Тясмина до г. Днепропетровска.

В бассейне р. Ингульца, к югу от г. Кривого Рога и дальше на восток, в бассейне рр. Базавлука и Конки нижний горизонт киевского яруса представлен главным образом в глинистой фации. В районе с. Широкого, на левом берегу р. Ингульца, это серые, тонкопесчанистые, довольно плотные известковистые глины, с большим количеством мелких нуммулитов. Мощность их 13 м. Подстилающие породы — черные глины и пески с бурым углем, бучакского возраста. В районе рудника быв. Добровольского, на правом берегу р. Ингульца, нижняя часть киевского яруса представлена глиной серой, разных оттенков, местами окремнелой, переполненной мелкими нуммулитами и содержащей обугленные морские водоросли, остатки моллюсков, кораллов, игл ежей, зубов рыб, раковин однокамерных фораминифер.

Среди моллюсков здесь были встречены: *Leda* cf. *decussata* Nyst., *Crassatella lamellosa* Lamk., *Lucina* sp. ind., *Solen* sp. ind., *Lima eximia* Goldf., *Spondylus* cf. *tenuispina* Sandb., *Chama* sp. ind., *Woodia* sp. ind., *Corbula* sp. ind., *Pinna* sp. ind. В составе фауны фораминифер, по данным М. В. Ярцевой, оказались: *Spiroplectamina holleyensis* Cuschm., et Apin, *Globulina gibba* d'Orb., *Guttalina irregularis* d'Orb., *Nonion umbilicatus* Mont., *Elphidium* ex gr. *eocenicum* Cuschm. et Ellisor, *Camerina* sp., *Robulina* sp., *Tubulogenerina tubulifera* P. et Jon., *Discorbis ferganensis* Yukova и др.

В нижних течениях рр. Конки и Токмака нижний горизонт киевского яруса представлен светлыми зеленовато-серыми, при высыхании почти белыми мергелями, содержащими раковинки тонкостенных пелеципод и фораминифер. В среднем течении р. Конки к числу мелководных осадков нижнего горизонта киевского яруса следует, по-видимому, отнести также толщу белых кварцевых спонгиолитовых песков и тонкослоистых песчаников, обнажающихся по правому берегу этой реки в урочище Белая Круча, около ст. Пологи. Породы эти залегают стратиграфически выше угленосных песчано-глинистых образований бучакского яруса под толщей белых кварцевых песков, вторичных каолинов, огнеупорных глин и кремнистых песчаников полтавского возраста.

В песчаниках М. Н. Ключниковым (19526) обнаружен ряд форм, известных также в верхнеэоценовых песчаниках с. Вороновки и в кремнистых глинах низов киевского яруса окрестностей с. Широкого. С последними песчаник у р. Белой Кручи имеет наибольшее в палеонтологическом отношении сходство. М. Н. Ключников отмечает присутствие в пологских песчаниках следующих видов: *Cardium porulosum* Sow., *Maetra* aff. *depressa* Desh., *Luctna* aff. *hermanovillensis* Desh., *Solen*

plagiaulax Cossm., *Solen* aff. *gracilis* Sow., *Solen* aff. *fragilis* Lamk., *Corbula* aff. *tamarcki* Desh., *Sanguinolaria* cf. *tamarcki* Sow., *Pecten corneus* Sow., *Rimella* cf. *fissurella* Cossm. Н. А. Соколовым (1888, 1893) в описываемых песчаниках встречены были также: *Panopaea* cf. *intermedia* Sow., *Lucina gigantea* (?) Desh., *Fusus bulbiformis* Lamk.

Средний горизонт киевского яруса в наиболее типичном выражении представлен толщей мергелей белых или зеленовато-серых, замещающихся при приближении к более приподнятым участкам кристаллического фундамента зеленовато-серыми, более или менее песчанистыми, известковистыми глинами. Известковистые глины и мергели развиты вдоль южного и северного склонов кристаллического массива, заполняя наиболее глубокие депрессии его поверхности. Примерная граница области более или менее сплошного распространения их может быть проведена на северном склоне по линии г. Малин — г. Белая Церковь — с. Звенигородка — с. Калиновка (р. Ингул) — г. Кременчуг. На южном склоне — г. Никополь и с. Широкое — г. Вознесенск. Эти мелоподобные глины хорошо обнажены в районе г. Вознесенска, в овраге у с. Кантакузенки, на правом берегу р. Южного Буга. Зеленовато-серые мергели и известковистые глины можно наблюдать в обоих берегах р. Мертвовода, между г. Вознесенском и с. Вороновкой, а также в берегах р. Ю. Буга от г. Вознесенска до устья р. Бакшалы. Естественные обнажения их известны только на правом берегу р. Ингула, между г. Кировоградом и с. Калиновкой, в районе с. Широкого и ст. Визирка на р. Ингульце, в бассейне р. Тясмина и р. Цыбульника, у г. Чигирина и с. Табурище и в ряде других мест.

В мергелях и глинах среднего горизонта киевского яруса обнаружена обильная фауна фораминифер, в составе которой установлено много видов, обычных для так называемой спондиловой глины бассейна р. Днепра. Кроме того, в этих породах обнаружены зубы, чешуя и отолиты рыб, спикулы губок, иглы ежей, остракоды, раковины, ядра и отпечатки моллюсков и брахиопод (главным образом из рода *Terebratulina*. Из моллюсков в более чистых и однородных мергелях присутствуют почти исключительно представители отряда одномускульных пелеципод: *Pecten*, *Spondylus*, реже *Ostrea*, *Anomia*, *Vulsella*. В песчанистых разностях состав моллюсков более разнообразный. В белом мелоподобном мергеле с. Кантакузенки О. К. Каптаренко-Черноусовой были определены: *Nodosaria affinis* d'Orb., *Clavulina communis* d'Orb., *Robulus inornatus* d'Orb., *Bolivina reticulata* Hantk., *Guttalina problema* d'Orb., *Bulimina truncana* Gumb., *Uwigertina asperula* Czjzel., *Eponides umbo-natus* (Reuss.), *Eponides tenera* (Grady), *Globigerina* sp. В зеленовато-серых известковистых глинах урочища Фонтаны в г. Вознесенске О. К. Каптаренко-Черноусовой были обнаружены сферические и двояковыпуклые разновидности радиолярий и фораминифер, обычных для песчанистых мергелей киевского яруса Днепровско-Донецкой впадины. Среди них: *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Anomalina affinis* (Hantk.), *Cibicides ungerianus* (d'Orb.) По определению М. Н. Ключникова в этих глинах встречаются: *Pecten corneus* Sow., *Crassatella* aff. *woodi* Koehn., *Crassatella* cf. *fuchsi* Siodk., *Lucina* aff. *contorta* Defr., *Cardita* aff. *nodocostata* Sok., В зеленовато-серых, при высыхании почти белых мергелях, обнаженных у с. Широкого, на левом берегу р. Ингульца, О. К. Каптаренко-Черноусова констатировала: *Cristellaria deformis* Reuss. var. *spinulosa* Schreib. et Shapt. *C. gertlachi* Reuss., *Nodosaria adolphina* d'Orb., *N. longiscata* d'Orb., *N. guttifera* d'Orb., *N. grandis* Reuss., *Lagena costata* Will. var. *aphora* Reuss., *Robulus inornatus* d'Orb., *R. cultratus* Mont., *Nonion umbilicatus* Walk. et

Жак и др. Тут же Ю. Б. Бассом встречены тонкостенные раковинки моллюсков и брахиопод, среди которых наблюдались *Pseudomustum solea* Desh., *Vulsella* sp. ind., *Terebratula* sp. ind.

Полная мощность мергеля у с. Широкого — 17 м. По мере приближения к краю кристаллического массива известковистые глины киевского яруса замещаются более мелководными образованиями: песчанистыми, не вскипающими с соляной кислотой глинами, а затем на наиболее высоко приподнятых участках кристаллического массива глауконитовыми песками, слабоизвестковистыми или бескарбонатными.

Следует отметить что киевские мергели и их мелководные аналоги: глины, песчаники и глауконитовые пески залегают по отношению к более древним отложениям палеогена трансгрессивно, распространяясь далеко за пределы области развития последних, непосредственно на размывтой поверхности пород докембрийского фундамента. В настоящее время можно считать установленным, что времени отложения пород второго горизонта киевского яруса соответствует максимум трансгрессии эоценового моря на территории УССР и что по своим размерам эта трансгрессия далеко превосходила все последующие и предыдущие трансгрессии палеогена и, в том числе трансгрессию, имевшую место в нижнем олигоцене.

Залегание мергелей и замещающих их известковистых глин и песков непосредственно на породах кристаллического ложа установлено в верховьях р. Ингульца, по р. Рудке, у сс. Васовки, Николаевки и Чернолески, у с. Цыбулево, около сс. Тишковки, Новоселовки, Трояны в бассейне р. Синюхи, у с. Шаулихи на р. Горном Тикиче, в долине р. Днепра, около г. Днепропетровска, в бассейне рр. Росси и Ольшанки (сс. Дибенцы, Листвянное, Вороновка и др.) и т. д. Во многих случаях, например у с. Веселых Тернов, на р. Саксагани, в районе г. Синельниково, у с. Петровки, около г. Днепропетровска, в окрестностях с. Карнауховки и другие породы данного горизонта покоятся на угленосных песчано-глинистых отложениях бучакского яруса. Переходы от мергелей к известковистым глинам, а от этих последних к известковистым песчаникам и пескам хорошо видны в левом берегу р. Мертвовода, на участке между сс. Болгаркой и Вороновкой.

У нижнего края с. Вороновки, в песчаниках, которые разрабатываются здесь рядом карьеров, содержится довольно разнообразная и обильная фауна морских беспозвоночных. Песчаник с. Вороновки — зеленовато-серый, плотный, с редкой «ядерной» кремнистой цементацией, тонкопористый, мелко- или среднезернистый, с редко рассеянными крупными зернами кварца. Невооруженным глазом в нем различимы: чешуи слюды и мелкие многочисленные зерна глауконита. Состав фауны моллюсков, встреченных в вороновских песчаниках, богатый. Здесь встречены *Chlamys solea* Desh., *Anomia albertiana* Nyst., *Ostrea plicata* Sol., *Ostrea callifera* Lam., *Cardium gigas* Defr. и многие другие. Среди фораминифер в вороновских песчаниках были встречены: *Rubulus inornatus* (d'Orb.), *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Nummulites incrassatus* Haug и *Operculina* sp. ind.

Общий характер фауны вороновских песчаников — верхнеэоценовый. Большое число видов, общих со средним эоценом, заставляет относить рассматриваемые песчаники к образованиям нижней части верхнего эоцена и сопоставлять с нижним горизонтом киевского мергеля Днепро-Донецкой впадины. Обращает на себя внимание присутствие в вороновских песчаниках большого числа форм, характерных для известковистых песков так называемой мандриковской фации окрестно-

стей г. Днепропетровска. Интересно отметить, что А. К. Алексеевым в песчаниках с. Вороновки был обнаружен плод пальмы, принадлежащий, по заключению А. Н. Криштофовича, виду *Nipadites burtini* Grapd., известному из мергелистых глин киевского яруса окрестностей г. Киева (Криштофович, 1926).

В бассейне р. Ингульца отложения среднего горизонта киевского яруса известны в окрестностях упомянутого выше с. Широкого. В районе, расположенном к западу и северо-западу от с. Широкого, в пределах возвышенной полосы кристаллических сланцев, киевские мергели оказываются замещенными светлой желтовато-зеленоватой мергелистой породой, обычно довольно плотной, местами окремнелой, имеющей весьма своеобразный внешний облик благодаря многочисленным пустотам от выпавших раковиннок фораминифер и ходов сверлящих моллюсков. В этой породе встречены: *Crassatella* sp., *Solen plagiataulax* Cossm., *Rimella labrosa* Sow., *Cardium* cf. *porulosum* Sol., *Spondylus* sp. ind., *Lithodomus* sp. ind., *Pinna* sp. ind., *Panopaea* sp. ind., *Mytilus* sp. ind., *Chama* sp. ind., *Athleta chersoniensis* Fuchs., *Nautilus* sp. ind. Переход от этой породы к лежащей ниже серой окремнелой глине, составляющей здесь нижний горизонт киевского яруса, очень постепенен.

Одним из интереснейших местонахождений осадков киевского яруса, характеризующихся исключительно разнообразной и хорошо сохранившейся фауной морских позвоночных, является участок долины р. Днепра у г. Днепропетровска. Нижнетретичные отложения были обнаружены здесь еще в 1882 г. (Домгер, 1882б) при сооружении железнодорожного моста через р. Днепр. Несколько позже такие же отложения были установлены Н. А. Соколовым (1893) в предместье г. Днепропетровска — пос. Мандриковки. В последующие годы аналогичные отложения, также содержащие многочисленные раковины моллюсков, встречены были буровыми скважинами в ряде пунктов на обоих берегах р. Днепра при изыскании трассы Мерефо-Херсонской железной дороги и при бурении на воду (Иванов, 1914).

Палеогеновые отложения в описываемой местности залегают непосредственно на размытой поверхности докембрийских образований, выполняя углубления ее рельефа. Самым нижним членом нижнетретичной серии является здесь толща песчано-глинистых угленосных отложений, принадлежность которых к описанному выше угленосному горизонту бучакского яруса не вызывает сомнений. Породы эти прослеживаются примерно до линии гг. Новомосковск — Павлоград, севернее которой бучакский ярус представлен уже в фации глауконитовых песков и песчаников.

Трансгрессивно на отложениях бучакского яруса, а где его нет, непосредственно на каолинизированной поверхности пород докембрия лежит пласт разнозернистого известковистого песка, переполненного раковинным детритусом, а также цельными раковинами моллюсков. Мощность этого слоя невелика. На известном местонахождении фауны у пос. Мандриковки она составляет всего 2 м, у Самарской лесной дачи, в 10 км восточнее первого пункта — 13 м. Наибольшее количество раковин сконцентрировано в верхних слоях толщи, в полосе, непосредственно примыкающей к выходам кристаллических пород. Стратиграфически выше детритусовых песков лежит толща зеленовато-серого глауконитового сильноглинистого песка, по мере удаления от края кристаллического массива замещающегося вначале слабоизвестковистой, затем сильно вскипающей с соляной кислотой глиной, а еще дальше мергелями, типичными для киевского яруса.

Верхнюю часть палеогеновой толщи составляют зеленовато-серые глауконитовые пески, обычные для харьковского яруса УССР. В пределах описываемой территории они сильно размыты, а на некотором удалении от долины р. Днепра развиты в виде сплошного и при этом довольно мощного покрова. Фауна детритусовых песков окрестностей г. Днепропетровска изучалась Н. А. Соколовым (1893), А. В. Гуровым (1882, 1888), В. А. Домгером (18826), В. С. Слodgeвичем (1933), А. В. Фаасом (1904), М. Н. Ключниковым (1953). Состав фауны оказался очень пестрым. Среди встреченных здесь раковин было обнаружено много форм, характерных для отложений верхнего эоцена Англо-Парижского бассейна и Альпийской складчатой зоны, много реликтовых видов, общих с породами бучакского яруса УССР; а также много раковин, совершенно сходных с теми, которые были обнаружены А. Кененом в осадках так называемого латторфского яруса Северной Германии и полуострова Замланда, отнесенных этим исследователем к нижнему олигоцену. Эта последняя особенность днепровской фации и оказала влияние на решение вопроса о возрасте вмещающих ее песков. По инициативе Н. А. Соколова (1893) детритусовые пески окрестностей г. Днепропетровска были отнесены к отложениям нижнего олигоцену и сопоставлены с латторфским ярусом Германии и с низами харьковского яруса УССР.

В настоящее время вопрос о возрасте днепровских песков был в свете новых геологических данных пересмотрен М. Н. Ключниковым (1951в, 1953). Присутствие очень многих днепровских видов в нижней части мергельной толщи киевского яруса в сс. Вороновке, Карнауховке, Петровке, Ульяновке, Приморском Посаде (Приазовский район) и в других местах, полное сходство фауны моллюсков киевского мергеля и днепровских песков, присутствие в составе днепровской фауны многих типичных верхнеэоценовых видов и, наконец, стратиграфическое и топографическое положение днепровских песков, достаточно уже выясненное бурением, показывает, что данные пески принадлежат не к осадкам нижнего олигоцену, как это представлял себе Н. А. Соколов, а к верхнему эоцену и должны быть отнесены к киевскому ярусу в качестве мелководного аналога киевских мергелей.

Следует отметить, что и общий тепловодный характер днепровской фауны (в составе ее встречены гигантские устрицы, крупные *Crassatella*, *Fusus*, *Athleta*, *Spondylus* — альпийского типа, затем многочисленные кораллы, нуммулиты, ассилины и пр.) более соответствует палеогеографической обстановке верхнего эоцена, чем нижнего олигоцену. Присутствие в днепровских песках большого числа раковин моллюсков, характерных для так называемого латторфского яруса Северной Германии и полуострова Замланда, заставляет сомневаться в правильности выводов А. Кенена о нижнеолигоценном возрасте осадков этого яруса и вообще в рациональности выделения этого яруса в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в стратиграфической схеме европейского палеогена.

Мелководные осадки среднего горизонта киевского яруса с фауной, аналогичной фауне окрестностей Днепропетровска — пос. Мандриковки, установлены при поисковых буровых работах на бурый уголь на р. Саксагани, у с. Веселых Тернов, у с. Карнауховки Верхнеднепровского района, у с. Ульяновки Васильковского района, в окрестностях г. Синельниково, у с. Петровки Синельниковского района и в ряде других мест.

В районе с. Веселых Тернов (Савенко, 1936б) это темно-серые и черные песчаные глины, слабоизвестковистые, лежащие непосредственно на угленосных отложениях бучакского яруса под толщей

зеленовато-серых глауконитовых более чистых глин и глауконитовых песков, относящихся уже, очевидно, к харьковскому ярусу. В темных глинах встречена обильная фауна моллюсков, в состав которой входят две группы: типичные верхнеэоценовые виды и местные, встречающиеся в большом количестве в детритусовых песках окрестностей г. Днепропетровска (рис. 83).

В районе с. Карнауховки Верхнеднепровского района отложения среднего горизонта киевского яруса представлены толщей сильнопесчаных серых и темно-серых известковистых глин, книзу переходящих в глинистые известковистые пески. Залегают они на серовато-зеленых глауконитовых слабо вскипающих с соляной кислотой песках, соответствующих нижнему горизонту киевского яруса. Ниже их следуют угленосные отложения бучакского возраста, под ними каолинизированные породы докембрия. У с. Петровки Синельниковского района описываемому горизонту киевского яруса соответствует пласт серой, а в нижнем слое темно-серой, почти черной, карбонатной, слоистой, очень песчаной глины, содержащей много растительного детритуса, обточенных водой обломков древесины, линзочек угля, крупных, плохо окатанных зерен кварца. Глина содержит массу хорошо сохранившихся и, несомненно, не переотложенных раковин моллюсков и фораминифер, в том числе нуммулитов, остатки кораллов, зубы и чешуя рыб.

Особенно много окаменелостей встречается в нижних темно-серых и черных глинах, покоящихся непосредственно на размытой поверхности угленосных отложений, за счет перемыва которых эти глины, по-видимому, и образовались; иногда глины залегают непосредственно на продуктах поверхностного выветривания пород докембрия.

Кверху темные глины постепенно переходят в известковистые глины более светло-серой или зеленовато-серой окраски, более пластичные, почти лишенные остатков фауны (редкие фораминиферы, *Pecten* sp. ind. спикулы губок). Далее кверху следуют зеленовато-серые, тонкопесчаные глауконитовые, бескарбонатные глины, переходящие в глинистый мягкий песчаник, содержащий массу спикул губок и соответствующий, по-видимому, верхнему горизонту киевского яруса. Верхнюю часть палеогеновой толщи окрестностей с. Петровки составляют глауконитовые зеленовато-серые пески харьковского возраста и белые кварцевые горизонтально-слоистые полтавские пески.

Фауна из мергелистых пород с. Карнауховки изучалась М. Н. Ключниковым (1953). В составе ее найдены: *Cardita nodosocostata* Sok., *Crassatella woodi* Koen., *Corbula henckeli* Nyst., *Chlamys solea* Desh., *Natica hantoniensis* Pilik. и ряд других.

Преобладающее большинство встреченных здесь моллюсков принадлежит к числу видов, широко распространенных в детритусовых песках окрестностей г. Днепропетровска и, в частности, пос. Мандриковки.

По заключению М. В. Ярцевой среди фораминифер, встреченных в петровских мергелистых глинах, преобладают формы, являющиеся обычными для мелководных фаций киевского яруса. Среди них ряд форм, попадающихся в мандриковских песках: *Reussella spinulosa* Reuss, *Cassidulina globosa* Hantk., *Asterigerina bimamata* Uhl. В некоторых случаях порода оказывалась переполненной раковинами *Nummulites variolarius* Lamk. — вида, по данным А. Н. Рябина, широко распространенного в нижних горизонтах верхнего эоцена (ледский ярус).

В районе ст. Ульяновка палеогеновые отложения были обнаружены в 1933 г. при проходке буровой скважины на воду в усадьбе Васильковского свиновозхоза. По данным Н. Н. Карлова (1940), геологический

разрез района ст. Ульяновка таков: под толщей лёссовидных суглинков и красно-бурых, четвертичных глин залегают:

- 1) белый или светло-желтый, мелкозернистый, каолинистый песок с прослоями каолинистой глины, принадлежащей полтавскому ярусу; мощность его 15,85 м;
- 2) темный зеленовато-серый глауконитовый, мелкозернистый песок, переходящий внизу в серый песчаник с обломками раковин; мощность его 19 м. В основании песчаника обнаружен прослой кварцевого галечника мощностью в 1 м. Возраст этих отложений, по заключению Н. Н. Карлова, олигоцен (харьковский век).
- 3) серый плотный детритусовый глауконитовый известняк, содержащий многочисленные зерна кварца, большое количество обломков или целых раковин моллюсков, остатков мшанок, кораллов, спикул губок, камерок фораминифер, остатков известковистых водорослей. Мощность известняка 12,2 м.

В составе фауны моллюсков Н. Н. Карлову удалось определить целый ряд форм. Из кораллов здесь был встречен днепропетровский вид *Leptomussa* aff. *elliptica* Коен., из простейших — раковинки *Discocyclus* sp., *Operculina* sp., *Anomalina* sp. Присутствие большого количества мандриковских форм послужило для Н. Н. Карлова поводом отнести ульяновский известняк к низам харьковского яруса и определить время накопления его, в соответствии с точкой зрения Н. А. Соколова на мандриковские пески как нижнеолигоценовые. В настоящее время в свете новых взглядов на мандриковские пески, изложенных выше, ульяновские известняки должны быть отнесены к верхнему эоцену и сопоставлены с нижней частью мергельной толщи киевского яруса (Клюшников, 1951е). Аналогом их в разрезе сс. Петровка и Карнауховки являются темно-серые и серые песчанистые мергели и глины, переполненные раковинами моллюсков.

Подстилаются верхнеэоценовые известняки слоем грубозернистого песка мощностью более 2,3 м, соответствующего, возможно, низам киевского яруса. Обращает на себя внимание в районе ст. Ульяновка присутствие на границе между отложениями киевского и харьковского ярусов слоя галечника.

Формами, наиболее часто встречающимися в отложениях среднего горизонта киевского яруса, являются: *Ostrea plicata* Sol., *Vulsella obliqua* Коен., *Vulsella deperdita* Desh., *Pecten corneus* Sow., *Pecten incurvatus* Nyst., *Pecten pictus* Goldf., *Pecten idoneus* Wood., *Spondylus tenuispina* Sandb., *Arca domgeri* Sok., *Leda perovalis* Коен., *Leda crispata* Коен. var. *ukrainica* Sok., *Limopsis costulata* Goldf. var. *crassicosta* Sok., *Nucula michalski* Sok., *Cardita borissjaki* Sok., *Cardita divergens* Desh. var. *enitesta* Slodk., *Cardita tumida* Коен. var. *dnjeprovensis* Slodk., *Crassatella woodi* Коен., *Astarte henckeli* Nyst., *Corbula henckeli* Nyst., *Cypricardia praelonga* Gieb., *Lucina concors* Opp., *Rimella fissurella* Lamk., *Ficula crassicosta* Коен., *Cassidaria nodosa* Sol., *Natica hantoniensis* Pilk., *Tomyris ukrainae* Mich., *Hyponyx dilatatus* Lamk., *Conus beyrichi* Коен.

Верхний горизонт киевского яруса представлен толщей известковистых и опоковидных песчаников, песчанистых мергелей и слабоизвестковистых глин. Наиболее характерной его фацией являются известковистые песчаники, особенно широко распространенные на южном склоне кристаллического массива в бассейне рр. Южного Буга и Ингула. Песчаники этого горизонта представляют собой светлую зеленовато-серую, при высыхании почти белую, легкую опоковидную и пористую породу, обычно сильно известковистую. Песчаники преимущественно мелко- или среднезернистые, довольно плотные, с ядерной кремнистой цементацией. Невооруженным глазом в них различимы блестящие слюды, зернышки глауконита, спикулы губок или пустотки от выщелоченных спикул, рако-

винки фораминифер, ядра и отпечатки моллюсков, остатки мшанок, чешуя и зубы рыб.

Площадь распространения опоковидных песчаников очень велика. Они обнажены на обоих берегах р. Южного Буга, у сс. Александровки, Раково, Покровского, Ак-Мечети, затем в овраге у сс. Белоусовки и Михайловки и дальше вниз по реке до г. Новой Одессы. Сплошные карнизы этих песчаников выступают также по левому берегу р. Гнилого Еланца, у сс. Николаевки, Дымавки, Щербаков, Женеви-Криворожской, Ново-Павловки и др. Наконец, ряд хороших обнажений таких же песчаников можно видеть в правом берегу р. Ингула, от г. Кировограда до с. Калиновки и, особенно, около с. Коноплянки.

Во многих случаях описываемые песчаники содержат богатую фауну моллюсков. Особенным разнообразием палеонтологических остатков характеризуются песчаники, выступающие в основании левого склона р. Гнилого Еланца, около с. Николаевки, а также песчаники, вскрытые карьерами у с. Коноплянки на р. Ингуле и около с. Александровки на р. Ю. Буге.

Фауна из этих местонахождений изучалась М. Н. Ключниковым (1951 г.). В составе ее наиболее часто встречаются: *Nemocardium parile* Desh., *Crassatella fuchsi* Slodk., *Phacoides contortus* Defr. var. *ukrainica* Klucz., *Chama granulosa* Arch., *Chama calcatata* Lamk., *Meretrix regularis* Slodk., *Meretrix sulcataria* Desh., *Solen plagiulax* Cossm., *Spondylus eichwaldi* Fuchs., *Spondylus* ex gr. *bifrons* Münst., *Vulsella kiewensis* Slodk., *Ostrea (Gigantostrea) gigantea* Sol., *Ostrea flabellula* Lamk., *Ostrea callifera* Lamk., *Mesalia sulcata* Desh., *Tomyrts ukrainae* Mich. var. *sulcata* Klucz., *Cassidaria nodosa* Sol., *Voluta elevata* Sol., *Turritella carnifera* Desh.

Общий характер фауны — верхнеэоценовый. В составе ее явно преобладают виды (из числа западноевропейских), характерные для бартонского яруса Англо-Парижского бассейна, при небольшом количестве среднеэоценовых форм (чем эти песчаники и отличаются от песчаников с. Вороновки, в которых среднеэоценовых раковин значительно больше) и относительно большим числом — нижнеолигоценовых. Обращает на себя внимание присутствие остатков ряда тепловодных организмов, таких, например, как гигантских устриц, крупных *Spondylus*, *Trochus*, многочисленных кораллов, раковин нуммулитов.

По данным О. К. Каптаренко-Черноусовой в составе фауны фораминифер известковистых песчаников с. Коноплянки встречаются такие формы: *Bulimina ovata* d'Orb., *Globulina gibba* d'Orb., *Eponides umbonatus* Reuss., *Globorotalis crassiformis* Gew., *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Globulina alqualis* d'Orb., *Bolivina nobilis* Hantk., *Bolivina antiqua* d'Orb., *Discorbis orbicularis* Terq., *Cibicides lobatulus* N. et J., *Gyroidina soldanii* d'Orb. и другие формы, обычные для мелководных карбонатных фаций киевского яруса.

Известковистые легкие песчаники, тождественные песчаникам бассейна р. Южного Буга, известны также и на северном склоне кристаллического массива. Выходы их на дневную поверхность можно наблюдать около с. Табурище, затем у с. Субботово, в обнажениях по склонам р. Тясьмин. По сообщению В. В. Резниченко, песчаники переполнены спикулами губок, содержат много остатков и ядер моллюсков, раковин и фораминифер.

В местах, соответствующих углублениям в поверхности кристаллического фундамента, верхний горизонт киевского яруса представлен легкими тонкопесчанистыми мергелями или зеленовато-серыми слабоизвестковистыми глауконитовыми глинами. Последние кверху постепенно

переходят в зеленовато-серые бескарбонатные глины или глинистые глауконитовые пески харьковского яруса.

В серых известковистых песчаных глинах окрестностей с. Петровки Синельниковского района М. Н. Ключниковым (1951e) были обнаружены и определены многочисленные остатки моллюсков, к сожалению плохой сохранности: *Pecten idoneus* Wood., *Pecten corneus* Sow., *Pecten* aff. *bellicostatus* Wood. var. *orientalis* Sok., *Anomia* ex gr. *albertiana* Nyst. (в очень большом количестве) *Phacoides* (*Miltha*) *contortus* Defr. var. *ukrainica* Klucz., *Solen plagiataulax* Cossm., *Mesalia* cf. *fasciata* Desh., *Rimella* cf. *fissurella* Lamk.

Большинство видов аналогичны видам, встречающимся в известковистых песчаниках бассейна р. Южного Буга. По мере приближения к центральным, наиболее высоко приподнятым участкам кристаллического массива, глинистые отложения киевского яруса замещаются довольно однообразными мелко- или среднезернистыми глауконитовыми песками, сперва известковистыми, а затем нескипающими с соляной кислотой. В них изредка встречаются обломки раковин моллюсков, спикулы губок, агглютированные раковинки фораминифер и радиолярий. Выходы таких песков можно видеть в оврагах у с. Тишковки на р. Тишковке, около сс. Троянов и Новоселовки на р. Синюхе, возле сс. Папужинцев и Шаулихи на р. Ю. Буге, у сс. Васовки и Николаевки на р. Рудке, у с. Цыбулево на р. Ингульце, на многих бурогольных месторождениях в бассейне рр. Ингула, Ингульца, Тясмина и Омельника, в бассейне р. Тетерева у г. Коростышева и в ряде других мест. Залегают они на угленосных отложениях или же непосредственно на каолинизированной поверхности кристаллических пород. Стратиграфически выше их следует серия песчаников и глауконитовых песков харьковского яруса, от которых они отделены совершенно отчетливой линией перерыва.

В бассейне р. Соленой и к востоку от долины этой реки, в пределах Никопольского района нижнетретичные отложения представлены главным образом серией песчано-глинистых образований довольно пестрого литологического состава. Рассмотрение условий залегания нижнетретичных отложений здесь дает основание заключить, что они приурочены к глубоким депрессиям в поверхности кристаллического фундамента, открывающимся на юг, в сторону Причерноморской впадины и разобщенным выступами кристаллического ложа; эти выступы и сейчас еще высоко поднимаются над прислоненными к ним осадками и киевского и харьковского ярусов. Типичных мергелей киевского яруса здесь нет.

Своеобразные топографические условия дотретичного рельефа способствовали накоплению здесь исключительно мелководных пород. Лучшие обнажения осадков киевского яруса можно видеть в нижнем течении р. Соленой, в оврагах у с. Борзенково и в склонах так называемой балки Фоминой.

Здесь из-под глауконитовых песков, глин и кремнистых опок обнажается толща известковистых, слюдястых, сильнопесчаных глин розовато-желтого цвета с охристо-желтыми и зеленоватыми пятнами мощностью около 0,5—0,6 м. В этих глинах содержатся многочисленные обломки раковин моллюсков, обычно трудно определяемых, а также камерки фораминифер. Отсюда удалось определить *Phacoides contortus* Defr. var. *ukrainica* Klucz., *Pecten* cf. *idoneus* Wood., *Ostrea* aff. *callifera* Lamk., *Pecten* cf. *corneus* Sow., *Vulsella kiewensis* Słodk. Книзу песчаные мергелистые глины сменяются более однородными светлыми мергелями, которые в свою очередь еще ниже переходят в зеленовато- и желтовато-бурые глины с охристыми и желтыми пятнами, тонкопесчаные и слюдястые с большим количеством очень тонких

легко рассыпающихся при извлечении из породы раковинок пелеципод. Общая мощность мергелей и глин в обрыве у с. Борзенково 1,8 м. Ниже их следует пласт серых сланцеватых глин, с отпечатками раковин моллюсков, остатками кораллов и растений. Видимая их мощность 0,3 м. Обработка фауны моллюсков из отмеченных выше слоев еще не закончена. В буровато-охристых глинах и светлой мергелистой породе, по определению М. В. Ярцевой, встречены следующие виды: *Spiroplectamina hokleyensis* Cushm. et Applin., *Miliolina gibba* d'Orb., *Globulina gibba* d'Orb., *Guttalina irregularis* d'Orb., *Nonion umbilicatus* Montagu, *Boltoina* ex gr. *floridans* Cush., *Bulimina avigera* Terq., *Robertina* ex gr. *waschingtonensis* Beck., *Reussella spinulosa* Reuss, *Tubulogenerina tubulifera* Park. et Jones, *Discorbis ferganensis* Вукова, *Discorbis limbatus* Terq., *Rotalia armata* d'Orb., *Baggina valvulinariaformis* Вукова, *Pulvitylnella suessonensis* d'Orb., *Cibicides carinatus* Terq., *C. sassei* Coel. и др. В серовато-зеленых глинах, подстилающих светлые мергели: *Miliolina gibba* d'Orb., ребристые *Miliolina* sp. и *Vertebralina* sp., *Globulina gibba* d'Orb., *Guttalina irregularis* d'Orb., *Nonion umbilicatus* Montagu, *Bulimina avigera* Terq., *Reussella spinulosa* Reuss., *Discorbis ferganensis* Вукова, *Rotalia armata* d'Orb., *Baggina valvulinariaformis* Вукова, *Discorbis limbatus* Terq., *Epistomaria semimarginata* d'Orb., *Cibicides carinatus* Terq. и др.

К северу от с. Борзенково киевские слои, как и вообще палеогеновые отложения, очень быстро выклиниваются; к югу же слои киевского возраста, как показывают буровые скважины, развиты повсеместно, за исключением участков более высокого залегания кристаллических пород или коры их выветривания. Представлены отложения киевского яруса здесь серыми, карбонатными глинами мощностью до 30 м, содержащими в некоторых пунктах обильную по количеству экземпляров и видов, неплохо сохранившуюся фауну моллюсков и брахиопод, лишь частично обработанную И. А. Коробковым. Последним определены следующие формы: *Terebellum sopitum* Sol., *Nucula* sp., *Plagiarca* aff. *lucida* Desh., *Barbatia scabrosa* Nyst., *Barbatia* aff. *asperula* Desh., *Barbatia biangula* Lamk., *Barbatia appendiculata* Sow., *Crassatella fuchsii* Siodk., *Crassatella plumbea* Chemn., *Chama lamellosa* Lamk., *Chama calcarata* Lamk., *Miltha elegans* Defr., *Miltha* (*Pseudomiltha*) *arenaria* Vincent, *Cardium ronyanum* d'Orb., *Sunetta* cf. *multisulcata* Desh., *Tellina* cf. *rostralina* Desh., *Corbula rugosa* Lamk., *Vulsella kiewensis* Siodk., *Chlamys sublaevigatus* Nyst., *Spondylus radula* Lamk., *Ostrea* (*Cubitostrea*) *flabellula* Lamk., *Ostrea* (*Gigantostrea*) *rarilamella* Mell., *Gryphaea* cf. *brongniata*, *Trochus margaritaceus* Desh., *Calyptraea aperta* Sol., *Calyptraea lamellosa* Desh., *Mesalia fasciata* Lamk., *Hemiconus* cf. *scabriculus* Soland., *Pitaria parisensis* Desh. иглы *Cidaris*, кораллы.

В южной части Никопольского бассейна, на широте устья р. Соленой, карбонатные глины покрываются, а на некоторых участках целиком замещаются светлыми, светло-серыми, белыми, желтоватыми алевролитами, залегающими на угленосных породах бучакского яруса. В алевролитах и верхних слоях серых карбонатных глин, по данным М. В. Ярцевой, содержится следующая микрофауна: *Miliolidae*, *Camerina* sp., *Tubulogenerina tubulifera* Park. et Jones, *Reussia spinulosa* Reuss, *Rotalina armata* d'Orb., *Cibicides carinatus* Terq. В нижних слоях глин *Camerina* не встречена совершенно; кроме того, значительно реже, чем в верхних горизонтах, присутствуют *Rotalina armata* d'Orb., *Cibicides carinatus* Terq. Преобладают крупные разнообразные представители

сем. *Miliolidae* и *Polymorphynidae* и не переходящая в вышележащие горизонты *Epistomaria semimarginata* d'Orb.

К отложениям киевского яруса и, в частности, к мелководным аналогам киевского мергеля, соответствующим по своему стратиграфическому положению и по времени своего образования детритусовым пескам окрестностей г. Днепропетровска (пос. Мандриковка), следует также отнести толщу серого, плотного раковинного и детритусового известняка, залегающего под марганцеворудным слоем в районе сс. Марьевки и Грушевки. В Марьевском известняке М. Е. Мельник обнаружила целый ряд моллюсков, обычных для мелководных аналогов киевского мергеля— детритусовых песков и темных песчанистых глин других участков Украинского кристаллического массива (сс. Вороновка, Петровка, Карнаухова, пос. Мандриковка и др.).

Харьковский ярус. Харьковский ярус представлен в пределах Украинского кристаллического массива исключительно песчаными фациями в общем более мелководными, чем фации киевского яруса и занимающими меньшие площади, чем эти последние. В толще осадков яруса выделяются два стратиграфических горизонта. Нижний представлен мучнистыми, преимущественно разнозернистыми, глауконитовыми песками, в которых содержатся линзы конкреционных песчаников, или замещающими их на более глубоко опущенных участках кристаллического фундамента зеленоватыми песчаными глауконитовыми глинами. Верхний выражен исключительно песками, зеленовато- или желтовато-серыми, глауконитовыми, мелко- и среднезернистыми. Общая мощность осадков харьковского яруса варьирует от 2 до 30 м, меняясь в зависимости от степени последующих размывов и характера рельефа подстилающих пород.

Контакт между отложениями харьковского и киевского ярусов на приподнятых участках кристаллического ложа совершенно отчетлив. Здесь нижняя часть отложений харьковского яруса представлена обычно разнозернистыми и крупнозернистыми песками и песчаниками, содержащими окатанную гальку, раковины мелководных моллюсков и среди них сверлящих двустворок (*Clavagella*, *Teredo* и др.). Нижние их слои обычно окрашены гидроокислами железа в охристый, желтый и бурый цвета. В оврагах у с. Вороновки, в бассейне р. Росси, В. Н. Чирвинский на контакте отложений киевского и харьковского ярусов обнаружил прослой фосфоритовой гальки.

На пониженных частях склонов кристаллического массива, а также в наиболее глубоких депрессиях его поверхности переход между осадками этих двух ярусов становится неуловимым. Мергели и известковистые глины киевского яруса весьма постепенно кверху сменяются зеленовато-серыми, бескарбонатными глинами, а затем глауконитовыми песками харьковского возраста. Фациальный состав харьковского яруса чрезвычайно устойчив.

Наибольший интерес представляют кремнистые глауконитовые песчаники с многочисленными, достаточно разнообразными палеонтологическими остатками.

Эти песчаники известны в настоящее время уже в десятках пунктов. Лучшие выходы их расположены у с. Шаулихи на р. Горном Тикиче, с. Цыбулево на р. Ингульце, у сс. Васовка и Николаевка на р. Рудке, затем около с. Васильковки на р. Шполке, у сс. Тишковки, Троянов и Новоселовки в бассейне р. Синюхи, у пос. Крюково у г. Кременчуга, в оврагах у с. Домоткани на правом берегу р. Днепра, в окрестностях г. Коростышева, около сс. Зубровки, Тесновки, Стрижевки, Пашины, Рудни Шляховой, Буков, Шатрище, Немирова, Вихля (Житомирская

область), сс. Глушки и Толстое в бассейне р. Росси, около г. Новогеоргиевска по р. Тямину и в других местах.

Песчаник представляет собой плотную, зеленовато-серую или желтовато-серую породу с неравномерной ядерно-кремнистой цементацией, разномерную с резко рассеянными крупными зернами кварца. Отдельные разновидности его отличаются малым удельным весом и приближаются к опокам. В песчаниках всегда различимы чешуи слюды и многочисленные зерна обычно слегка разрушенного глауконита. Из палеонтологических остатков в них встречаются спикулы губок, часто буквально переполняющие породу, иглы ежей, обломки одиночных кораллов, окремнелые колонии мшанок, главным образом из отряда *Cyclostomata*, определяемых обычно как *Certopora serpens* Eichw., ядра и отпечатки моллюсков. В лучших отсортированных, опоковидных разновидностях их постоянно присутствуют панцири радиолярий и диатомей.

Особенностью описываемых песчаников является обилие в них мелководных пелеципод, среди которых наиболее часто встречаются: *Arca sandbergeri* Desh., *Pectunculus obovatus* Lamk., *Nucula compta* Goldf., *Cardium praepitatum* Slodk., *Crassatella deshayestana* Nyst., *Crassatella desmaresti* Desh., *Crassatella koeni* Vinc. var. *ukrainica* Slodk., *Callista (Chionella), sokolovi* Slodk., *Cyprina rotundata* Braun., *Phacoides (Miltha) contortus* Defr. var. *ukrainica* Klucz., *Panopaea heberti* Desh., *Panopaea gastaldi* Mich., *Anatina rugosa* Bell., *Cardita divergens* Desh., var. *intumescens* Klucz., *Clavagella coronata* Desh., *Clavagella goldfusi* Phyll., *Spondylus buchi* Phill., *Spondylus septemcostatus* Slodk., *Pseudamussium corneum* Sow., *Chlamys giganteus* Slodk., *Pecten* ex gr. *subdiscors* d'Arch., *Ostrea prona* Wood., *Mesalia fasciata* Lamk., *Tomyris ukrainae* Mich. var. *fasciata* Klucz., *Turritella granulosa* Lamk., *Voluta elevata* Sow., крупные ядра *Nautilus* sp. ind. и *Aturia* sp. ind. Как видно из данного перечня, в составе этой фауны преобладают нижнеолигоценовые виды при довольно большом количестве реликтовых, верхнеэоценовых. Время отложения их, таким образом, может быть определено как конец верхнего эоцена и начало нижнего олигоцена (рис. 83).

От аналогичных фаций киевского яруса описываемые песчаники отличаются преобладанием нижнеолигоценовых форм, отсутствием гигантских устриц, затем высоких многоребристых *Ostrea flabellula* Lamk., нуммулитид и др. Вместе с тем харьковские песчаники и песчаники верхнего горизонта киевского яруса содержат много общих форм. Это обстоятельство указывает, что перерыв между временем отложения тех и других не был особенно длительным.

Интересным обстоятельством является присутствие в песчаниках нижнего горизонта харьковского яруса моллюсков, общих с моллюсками так называемого хадумского горизонта нижнего майкопа Крымского полуострова и Причерноморской впадины, и среди них, например, как *Nucula compta* Goldf., *Natica micromphalus* Sandb., *Abra bosqueti* Sempr.

Следует отметить, что кремнистые песчаники окрестностей с. Цыбулево (р. Ингулец, р. Рудка), а также песчаники бассейна р. Тямина и правобережья р. Днепра (г. Кременчуг, с. Домоткань и др.) относились в свое время В. С. Слодкевичем к среднему олигоцену и выделялись в качестве самостоятельного так называемого цыбулевского горизонта полтавского яруса (Слодкевич, 1927, 1928а, 1931). Дальнейшие более детальные исследования (Клюшников, 1951б) показали ошибочность этих выводов В. С. Слодкевича. Песчаники отмеченных выше мест оказались

№	Названия видов	3. Европа														
		Шаргород	Львов	Шауляи	Коростышев	Зборюк	Каменный Брод	Рудня Шляховая	Пашыны	Тышковка	Шпилька	Средний эоцен	Верхний эоцен	Нижний олигоцен	Средний олигоцен	Палеоген
1	<i>Arca sandbergeri</i> Desh															
2	<i>A. barbata</i> Lamk.															
3	<i>Pectunculus cf. obovatus</i> Lamk															
4	<i>P. pulvinatus</i> Lamk															
5	<i>P. tenuisulcatus</i> Koen.															
6	<i>P. cf. lunulatus</i> Nyst.															
7	<i>Limopsis castulata</i> Goldf.															
8	<i>Leda galeottiana</i> Nyst.															
9	<i>Cardium (Trachicardium) proepitatum</i> Slodk.															
10	<i>C. aff. cyngulatum</i> Goldf.															
11	<i>C. aff. fragiforme</i> Opp.															
12	<i>C. aff. ranyanum</i> d'Orb															
13	<i>C. aff. bonelli</i> Bell.															
14	<i>Anisocardia cf. sacki</i> Phil															
15	<i>Cypricardia (Carallipaga) alpina</i> Math.															
16	<i>Crassatella deshayessiana</i> Nyst.															
17	<i>C. cf. woodi</i> Koen.															
18	<i>C. desmaresti</i> Desh															
19	<i>C. cf. fuchsi</i> Slodk															
20	<i>C. koeneni</i> Vink var <i>ucrainica</i> Slodk.															
21	<i>C. aff. carcarenis</i> Mich.															
22	<i>C. aff. barbati</i> Sok.															
23	<i>Cardita domgeri</i> Sok var <i>spinosa</i>															
24	<i>C. domgeri</i> Sok															
25	<i>C. divergens</i> Desh															
26	<i>C. ex gr. acuticostata</i> Lamk															
27	<i>C. aff. nodosocostata</i> Sok															
28	<i>Lucina ex gr. menardi</i> Desh															
29	<i>L. aff. contorta</i> Desh															
30	<i>L. (Divaricella) aff. bourdoti</i> Cossm.															
31	<i>Cyprina aff. rotundata</i> A Br															
32	<i>Meretrix ex gr. regularis</i> Slodk															
33	<i>M. cf. incrassata</i> Sow															
34	<i>M. aff. longior</i> Bouss															
35	<i>Callista (Chionella) sokolovi</i> Slodk.															
36	<i>Cytherea aff. deleta</i> Koen															
37	<i>C. aff. villianovae</i> Desh.															
38	<i>C. aff. substriata</i> Desh var.															
39	<i>Panopaea (glycimeris) gastaldii</i> Mich.															
40	<i>P. heberti</i> Desh.															
41	<i>Solen aff. plagiolax</i> Cossm															
42	<i>Thracia aff. conovarii</i> Rov															
43	<i>Corbula aff. henckeliusiana</i> Nyst.															
44	<i>Clavagella cf. coronata</i> Desh.															
45	<i>C. aff. goldfusi</i> Phil															
46	<i>Spondylus buchi</i> Phil.															
47	<i>S. ex gr. tenuispina</i> Sandb.															
48	<i>S. septemcostatus</i> Slodk.															
49	<i>S. ex gr. bifrons</i> Münt															
50	<i>S. rodula</i> Lamk.															
51	<i>S. cf. eichwaldi</i> Fuchs															
52	<i>Pseudomussium corneus</i> Sow.															
53	<i>Pecten (Chlamys) aff. bellicostatus</i> Wood.															
54	<i>P. ex gr. subdiscors</i> d'Arch.															
55	<i>P. (Chlamys) giganteus</i> Slodk.															
56	<i>P. cf. gravesi</i> d'Arch.															
57	<i>Chlamys cf. subtripartita</i> d'Arch															
58	<i>Ch. aff. plebeja</i> Lamk.															
59	<i>Ch. aturi</i> Taurin var <i>rotundata</i> Slodk.															
60	<i>Östrea prona</i> Wood.															
61	<i>O. cf. callifera</i> Lamk.															
62	<i>O. cf. plicata</i> Sol.															
63	<i>O. aff. multicoctata</i> Desh.															
64	<i>O. aff. pera</i> Frautsch.															
65	<i>Pileopsis aff. retortella</i> Lamk															
66	<i>Clathroscalla aff. goldfusi</i> Nyst.															
67	<i>Rastellaria aff. ambigua</i> Lamk.															
68	<i>Rimella cf. labrosa</i> Sow.															
69	<i>Mesalia fasciata</i> Lamk.															
70	<i>Tomyris ucrainae</i> Mich. var <i>scolichiensis</i>															
71	<i>Fusus aff. uncarinatus</i> Dech.															
72	<i>F. aff. dissimilis</i> Dech.															
73	<i>Turritella granulosa</i> Desh var.															
74	<i>Cassidoria cf. carinata</i> Lamk.															
75	<i>C. nodosa</i> Sol.															
76	<i>Voluta cf. zonata</i> Desh.															
77	<i>V. elevata</i> Sow.															
78	<i>Voluthilites cf. placentiger</i> Opp.															
79	<i>Cerithium cf. clovis</i> Lamk.															
80	<i>Lunulites cf. subplena</i> Reuss.															
81	<i>Bollanophyllia cornu</i> Sok var.															
82	<i>B. subirregularis</i> Sow var.															

Рис. 83. Состав ископаемой фауны песчаников нижнего горизонта харьковского яруса

принадлежащими не к низам полтавского яруса, как это представлялось В. С. Слодкевичу, а к низам харьковского яруса в качестве его компонента, обычного для всей территории кристаллического массива.

В районе с. Александровки и с. Аннетовки (бассейн р. Южного Буга), у с. Головкивки (бассейн р. Ингульца) и у с. Борзенково (бассейн р. Соленой) нижнему горизонту харьковского яруса подчинены линзы зеленовато-серой плотной однородной кремнистой опоки. Во всех этих пунктах среди кремнистых опок встречены многочисленные остатки беспозвоночных, в которых очень много видов, общих с видами, встречаемыми в кремнистых песчаниках, описанных выше. В среднем течении р. Ингульца к харьковскому ярусу следует, по-видимому, отнести толщу светло-зеленовато-серых, местами белесоватых слюдистых глин, покоящихся на фаунистически определенных осадках киевского яруса. В верхних слоях эти глины переходят в зеленые и серовато-зеленые с охристыми пятнами глины, которые в свою очередь еще выше переходят в глинистый песок. По внешнему виду эти глины оказываются совершенно сходными с олигоценовыми глинами бассейна рр. Конки, Токмака и Конских плавней и, так же как и последние, содержат в своем основании марганцевую руду.

Верхний горизонт харьковского яруса представлен толщей глауконитовых, слегка глинистых, среднезернистых песков, с прослойками песчаных глауконитовых глин, желтовато-зеленого и серовато-зеленого цвета. В наиболее углубленных участках кристаллического ложа пески меняют окраску от серовато-зеленой до серой и постепенно переходят в светлые кварцевые пески, относимые уже к полтавскому ярусу. Подобные изменения претерпевают эти пески также и по мере приближения к наиболее высоко приподнятым участкам кристаллического массива. Следует отметить, что харьковский возраст указанных песков может быть с уверенностью констатирован лишь в тех местах, где в основании их лежат кремнистые песчаники или же глинисто-мергелистые фации киевского яруса. В случае же залегания глауконитовых песков на угленосных породах бучакского возраста или непосредственно на гранитах и гнейсах докембрия или их коре выветривания пески эти могут оказаться принадлежащими киевскому ярусу, в качестве мелководного аналога киевских мергелей. Нужно сказать, что большинство геологов, руководствуясь исключительно внешними особенностями данных песков, относили их во всех случаях к харьковскому ярусу и тем самым способствовали созданию ошибочного представления о том, что якобы максимальная трансгрессия на Украине в палеогеновое время имела место в харьковском веке, т. е. в нижнем олигоцене. Точно таким же образом, т. е. совершенно без учета палеогеографической обстановки, относятся исключительно к полтавскому ярусу белые и желтые кварцевые пески, лежащие непосредственно на до-третичных отложениях и составляющие оторочку вокруг площади, занятой глауконитовыми, песчано-глинистыми и известковистыми отложениями киевского и харьковского ярусов.

Хорошие обнажения песков харьковского яруса можно видеть в правом склоне р. Ингульца, у с. Цыбулево, в правом берегу р. Тясмина, возле г. Чигирина и у с. Субботово, где мощность этих песков достигает 20 м.

К числу палеонтологически охарактеризованных олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива относятся марганцеворудные слои, развитые в бассейне рр. Соленой и Чертомлыка и образующие здесь целый ряд различных по величине залежей, приуроченных к депрессиям в поверхности кристаллических пород. Фауна в рудном слое встречается довольно редко и в подавляющем большинстве случаев представ-

лена отпечатками и ядрами моллюсков, замещенными марганцевым веществом и остатками рыб.

Н. А. Соколов (1893) установил присутствие в марганцевой руде следующих форм: *Modiola micans* Braun., *Arca biangula* Lamk., *Pectunculus phyllipsti* Desh., *Crassatella sulcata* (?) Sol., *Cytherea incrassata* Sow., *Cytherea splendida* Merian., *Panopaea heberti* Desh., *Lucina heberti* (?) Desh., *Calyptrea laevigata* (?) Speyer, *Pleurotomaria sismonda* Goldf., *Terebratula grandis* Blum. и др. М. Н. Ключниковым в них были встречены: *Nucula compta* Goldf., *Pectunculus obovatus* Lam., *Venericardia tuberculata* Münst. и др.

Остатки рыб (преимущественно зубы акул) изучались О. И. Искелем (1895), который установил их принадлежность следующим видам: *Carchardon turgidus* Ag., *Odontaspis macrota* Ag. var. *rossica* Jeckel., *Carcharis* sp., *Notiadanus primigenis* Ag., *Myliobates* sp.

Следы размыва на границе между рудными слоями и подстилающими их кремнистыми глинами и мергелями киевского яруса, наблюдавшееся неоднократно трансгрессивное налегание их на кристаллические породы докембрия, а также весьма своеобразный состав фауны, содержащейся в пласте, заставляет относить рудные слои к нижнему олигоцену.

Покрываются марганцеворудные слои серовато-зелеными с охристыми пятнами плотными пластичными глинами, иногда обогащенными глауконитом, в редких случаях песчанистыми или содержащими песчаные прослойки. Мощность глин обычно близка к 3—4 м и, как правило, не превышает 7—8 м. Бедность органическими остатками не позволила прийти к единому мнению относительно их возраста, который на основании различных признаков определялся одними исследователями как сарматский (Соколов, 1893), другими как средиземноморский (Каманин и Слодкевич, 1930), или олигоценовый (Саваренский, 1929а). Вопрос этот и в настоящее время остается неясным, ибо фауна моллюсков, которую различные авторы приводят в доказательство своей точки зрения, не может быть принята во внимание из-за ее плохой сохранности, не допускающей, как правило, видового определения; точно так же не является бесспорным критерием для установления возраста внешнее сходство надрудных глин с глинами других горизонтов осадочной толщи. Учитывая, однако, тесную связь рассматриваемых глин с марганцеворудным слоем и резкую границу ее с осадками 2-го средиземноморского и сарматского ярусов, больше всего оснований имеется для отнесения надрудных глин к олигоцену.

К востоку от Никопольского бассейна слои олигоценового возраста обнаружены многими скважинами в плавнях Днепра, где они образуют довольно большие «острова», отделенные друг от друга поднятиями кристаллических пород. Представлены они здесь серовато-зелеными, песчанистыми глинами, переходящими в сильноглинистые мелкозернистые глауконитовые пески. В нижнем горизонте этой толщи встречаются раковины моллюсков, среди которых обнаружен ряд нижнеолигоценовых видов, общих с хадумским горизонтом нижнего майкопа Причерноморской впадины. Среди них М. Н. Ключниковым были установлены: *Nucula compta* Goldf., *Cardita multituberculata* Münst., *Cardita divergens* Desh., var. *intumescens* Klueze, *Lucina menardi* Desh. var. *ukrainica* Klueze, *Cryptodon* sp. и др. Прослеживаются эти глины далеко на восток, в пределах бассейна р. Токмака и на юг, в область Причерноморской впадины. Большой интерес представляет то обстоятельство, что нижнему горизонту этих глин подчинены марганцеворудные слои. Подстилаются олигоценовые глины известковистыми гли-

нами и мергелями киевского яруса, ниже которого залегают угленосные отложения бучакского возраста или же непосредственно продукты выветривания кристаллических пород.

Отдельные изолированные друг от друга островки глинисто-песчаных спонгиолитовых пород описаны близ с. Андриевского и пос. Ульяновского Н. А. Соколовым (1893) и Б. В. Пясковским (1929). В этих отложениях Б. В. Пясковским, кроме хорошо сохранившихся скелетов губок, принадлежащих к группе *Lithistidae*, обнаружены отпечатки нижнеолигоценового *Limopsis costulata* G o l d f.

Вдоль западного и северо-западного склонов Приазовской части кристаллического массива (долины рр. Конки, Токмачки, Токмака, Гайчула и др.) известен целый ряд других изолированных друг от друга «островков» палеогена, сложенных белой трепеловидной породой и кремнистой опокой, залегающей под зелеными глауконитовыми глинистыми песками. Ниже песков находятся породы докембрия или же сохранившиеся кое-где отложения верхнего мела (с. Ольгополь, хут. Павловский, с. Тарасовка, балки Куликова, Каменная, сс. Черниговка, Кайкулы, балка Белоглинка и др.). В трепелах и опоках иногда обнаруживаются плохо сохранившиеся отпечатки *Pecten* sp., *Cardita* sp., *Ostrea* sp., мшанки, спикулы губок и панцири радиолярий.

М. Н. Ключников условно относит верхние глауконитовые пески, трепела и опоки к образованиям харьковского яруса, а нижние глауконитовые пески — к мелководной фации киевского возраста.

* * *

Анализируя приведенные выше сведения о составе палеогеновых отложений кристаллического массива, можно прийти к следующим выводам.

Палеоценовых осадков на площади кристаллического массива нет.

Наиболее древние слои эоцена представлены континентальной угленосной песчано-глинистой фацией лимнического происхождения. Приурочены они к углублениям в поверхности кристаллического массива и развиты вдоль его южной и восточной окраин, почти на всем его протяжении. Точный возраст этих осадков пока не установлен. До настоящего времени их относили к среднему эоцену и сопоставляли с глауконитовыми песками бучакского яруса в качестве его континентальных аналогов. Теперь же, в свете новых находок среднеэоценовой фауны в породах кровли, угленосные отложения должны быть отнесены к образованиям более древним — к нижнему эоцену или даже к палеоцену. Морские осадки среднего эоцена установлены в междуречье рр. Базавлук—Ингулец. Представлены они здесь темно-серыми песчанистыми известковистыми глинами с многочисленными обломками раковин моллюсков.

В противоположность среднему эоцену морские осадки верхнего эоцена развиты на кристаллическом массиве очень широко и представлены весьма пестрым комплексом пород. В составе их, как и на смежных территориях УССР, выделяются три стратиграфических горизонта.

Нижний представлен толщей глауконитовых песков обычно известковистых, зеленовато-серых, в нижних горизонтах крупно- и разнозернистых, в верхних мелкозернистых и глинистых. Пески эти лежат на породах докембрия или угленосных отложениях бучакского яруса трансгрессивно. Они могут быть сопоставлены с песками фосфоритового горизонта Днепровско-Донецкой впадины, составляющими там нижнюю часть киевского яруса. Условно к этому же горизонту могут быть отнесены пестрые глины с. Александровки, в устье р. Соленой, и серые из-

вестковистые глины с нуммулитами среднего течения р. Ингульца, спонгиолитовые песчаники урочища Белая Круча на р. Конке.

Второй горизонт киевского яруса представлен толщей мергелей или известковистых глин с фауной мелких фораминифер и одностолбчатых пелеципод. По составу фауны эти породы могут быть сопоставлены со средней частью киевского яруса Днепровско-Донецкой впадины. На более высоко приподнятых участках кристаллического фундамента мергели и известковистые глины замещаются песчанистыми глинами, известковистыми песчаниками и глауконитовыми песками (р. Южный Буг, р. Тетерев и др.).

Местами в составе пород киевского яруса установлены детритусовые пески (окрестности г. Днепропетровска), детритусовые известняки (ст. Ульяновка, с. Марьевка), песчанистые мергели (сс. Карнауховка, Петровка).

Особенностью их является теплолюбивый характер фауны и постоянное присутствие в ее составе нуммулитов. Эти слои распространены в пределах кристаллического массива, как и вообще на всей территории УССР, шире, чем другие нижнетретичные отложения.

Можно думать, таким образом, что максимум палеогеновой трансгрессии на Русской платформе соответствовал не харьковскому ярусу (нижний олигоцен), как это предполагалось раньше, а киевскому (верхний эоцен).

Верхний горизонт киевского яруса представлен толщей весьма характерных известковистых и опоковидных песчаников и опок, сильно песчанистыми мергелями и слабоизвестковистыми глинами. Наиболее характерной фацией его являются опоковидные и известковистые песчаники, обычно хорошо развитые в бассейне р. Южного Буга. Песчаники эти характеризуются очень своеобразным и устойчивым составом фауны. На южном склоне массива в них постоянно можно встретить крупные шарообразные устрицы *Ostrea gigantea* Sol. и мелкие нуммулиты.

В составе отложений харьковского яруса выделяется два горизонта. Нижний представлен разнородными глауконитовыми песками с конкреционными глыбами кремнистого песчаника, с обильной фауной морских мелководных бесполых организмов. Верхний — выражен глауконитовыми зеленовато-серыми разнородными песками, палеонтологически немymi. Особенный интерес представляет нижний горизонт, отчетливо прослеживающийся вдоль краев кристаллического массива на сотни километров. Возраст его определяется многочисленной и разнообразной фауной моллюсков (г. Коростышев, сс. Зубровка, Шаулиха, Цыбулево, Домоткань и др.) как нижний олигоцен. В ряде случаев этому горизонту подчинены опоковидные кремнистые песчаники и опоки (с. Александровка на р. Южном Буге, с. Борзенково на р. Соленой и др.).

Возраст вышележащих глауконитовых песков условно может быть определен как средний олигоцен. К верхнему олигоцену, времени повсеместной широкой регрессии палеогенового моря, относятся, возможно, нижние горизонты толщи белых и желтых кварцевых песков, объединяемые обычно с вышележащей серией белых, косослоистых и явно континентальных песков, под названием полтавского яруса или полтавской свиты.

К низам харьковского яруса следует отнести также марганцевородные слои бассейна р. Базавлук. Состав фации, заключенной в них, а также трансгрессивное залегание их на всех более древних палеогеновых отложениях и в том числе на осадках киевского яруса свидетельствует, что времени их отложения предшествовало длительное размывание ранее накопившихся палеогеновых пород.

Таким образом, можно допустить, что в конце киевского века произошла небольшая регрессия моря, в результате которой некоторая часть осадков киевского яруса выступила на дневную поверхность и подверглась размыву.

Резюмируя все сказанное выше, сводную стратиграфическую схему нижнетретичных отложений южного склона кристаллического массива можно представить в виде таблицы.

Таблица 118

**Стратиграфическая схема нижнетретичных отложений
Украинского кристаллического массива**

Отдел	Под-отдел	Ярусы свиты	Горизонты	Состав пород	Районы наиболее полного развития
Олигоцен	Средний		Верхний	Зеленовато-серые глинистые глауконитовые пески с прослоями глинистых песчаников и глин	Возвышенные участки кристаллического массива
Олигоцен	Нижний	Харьковский ярус	Нижний	Глауконитовые мучнистые пески с конкреционными глыбами кремнистых песчаников Марганцеворудные слои	сс. Шаулиха, Тишковка, Цыбулево, Васильковка, Домоткань, г. Коростышев, сс. Зубровка, Рудня, Шляховая, Пашины г. Никополь, рр. Соленая, Базавлук, Токмак
Эоцен	Верхний	Киевский ярус	Верхний	Известковистые и опоквидные песчаники. Известковистые глины. Кремнистые глины и опоки	сс. Коноплянка, Ново-Николаевка, Арнаутовка, Михайловка, Дымовка, с. Борзенково
			Средний	Мергель, известковистая глина. Известковистый песок. Детритусовый песчаник и известняк. Известковистый песчаник	сс. Коноплянка, Вороновка, г. Вознесенск, сс. Широкое, Борзенково, Марьевка, Петровка, Карнауховка, г. Днепропетровск, Мандриковка и др.
			Нижний	Глауконитовые известковистые глины. Кремнистые глины. Спонгиолитовые песчаники	г. Вознесенск, сс. Вороновка, Апостолово, Александровка на р. Соленой и др., с. Пологи
	Средний	Бучакский ярус		Угленосные лимнические отложения, железные руды, бокситы. Песчаные серые мергели с морской фауной р-на между речья Базавлук—Ингулец	

Палеогеновые отложения Причерноморской впадины

В пределах Причерноморской впадины палеогеновые отложения скрыты на больших глубинах под мощной толщей верхнетретичных и четвертичных осадков. Выходы их на дневную поверхность можно наблю-

дать только за пределами впадины вдоль южного склона Украинского кристаллического массива, в северной гряде Крымских гор и в склонах куполовидных структур Керченского полуострова (г. Дюрмень, мыс Карангат) и Тарханкута. Распространены палеогеновые отложения очень широко. На восток они прослеживаются вдоль подножья Приазовского кристаллического массива (коса Обиточная, г. Осипенко, ст. Персиановка и др.) до г. Таганрога, где сливаются с покровом палеогеновых осадков бассейнов рр. Дона и Волги и Предкавказской депрессии.

На западе наличие их в разрезе подтверждено рядом буровых скважин, вплоть до долины р. Прута. К югу они, очевидно без перерыва, уходят в область Крымского полуострова, представляя одно целое с мощными пачками карбонатных палеогеновых пород, слагающих северные отроги Крымских гор. Северной границей этой широкой области развития палеогена в пределах украинского Причерноморья является кристаллический массив и примыкающая к нему с запада область Подольского плато. Граница эта очень извилиста. Местами она далеко вдается в пределы кристаллического массива, местами отступает на юг, оконтуривая депрессии или выступы кристаллических пород в его южном склоне.

Прямая связь между причерноморским и днепровско-донецким палеогеновым морями осуществлялась через Запорожскую депрессию, расположенную между никопольской излучиной р. Днепра и приазовской частью кристаллического массива. Следуя рельефу поверхности кристаллического ложа, палеогеновые осадки полого погружаются с севера на юг и характеризуются резко увеличивающейся в этом же направлении мощностью и составом, свойственным мелководным фациям (рис. 84).

Сведения о нижнетретичных отложениях украинской части Причерноморской впадины ограничены и собраны исключительно при проходке буровых скважин, пробуренных и бурящихся сейчас в поисках воды, нефти и газа.

Впервые палеогеновые отложения в Украинском Причерноморье были установлены Н. А. Соколовым в 1893 г. В образцах зеленовато-серых крупнозернистых известковистых песков и голубоватых мергелей, поднятых с глубины 208,7—304,7 м при бурении на ст. Мелитополь, Н. А. Соколов обнаружил *Pecten corneus* Sow., *Pecten idoneus* Wood., а также *Spondylus* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp. По сообщению Н. А. Соколова (1893) образцы мергеля оказались совершенно аналогичными голубоватому мергелю киевского (спондилового) яруса. Эта находка дала основание Н. А. Соколову отнести мергелистые глины и пески с фауной к киевскому ярусу, а в породах, подстилающих и покрывающих их, видеть аналоги бучакского и харьковского ярусов бассейна р. Днепра. К бучакскому ярусу Н. А. Соколов отнес толщу лежащих под киевским мергелем и известковистыми песками бурых разнозернистых песков, включающих прослойки песчаных глин и бурого угля, а к харьковскому ярусу — темно-зеленые песчаные глины и глауконитовые пески. Критический пересмотр всех прежних данных бурения позволил Н. А. Соколову выделить палеогеновые отложения также и в с. Петровке-Заводке, на р. Тилигуле, в г. Одессе и в с. Ново-Гредневке, в долине р. Ингульца и тем самым расширить границы их распространения до долины р. Днестра.

Находки палеогеновой фауны в керне Мелитопольской скважины послужили отправным моментом для всякого рода стратиграфических и геологических построений в Причерноморской впадине, а стратиграфическая схема расчленения палеогеновой толщи, предложенная Н. А. Соколовым, нашла свое признание в работах всех последующих исследовате-

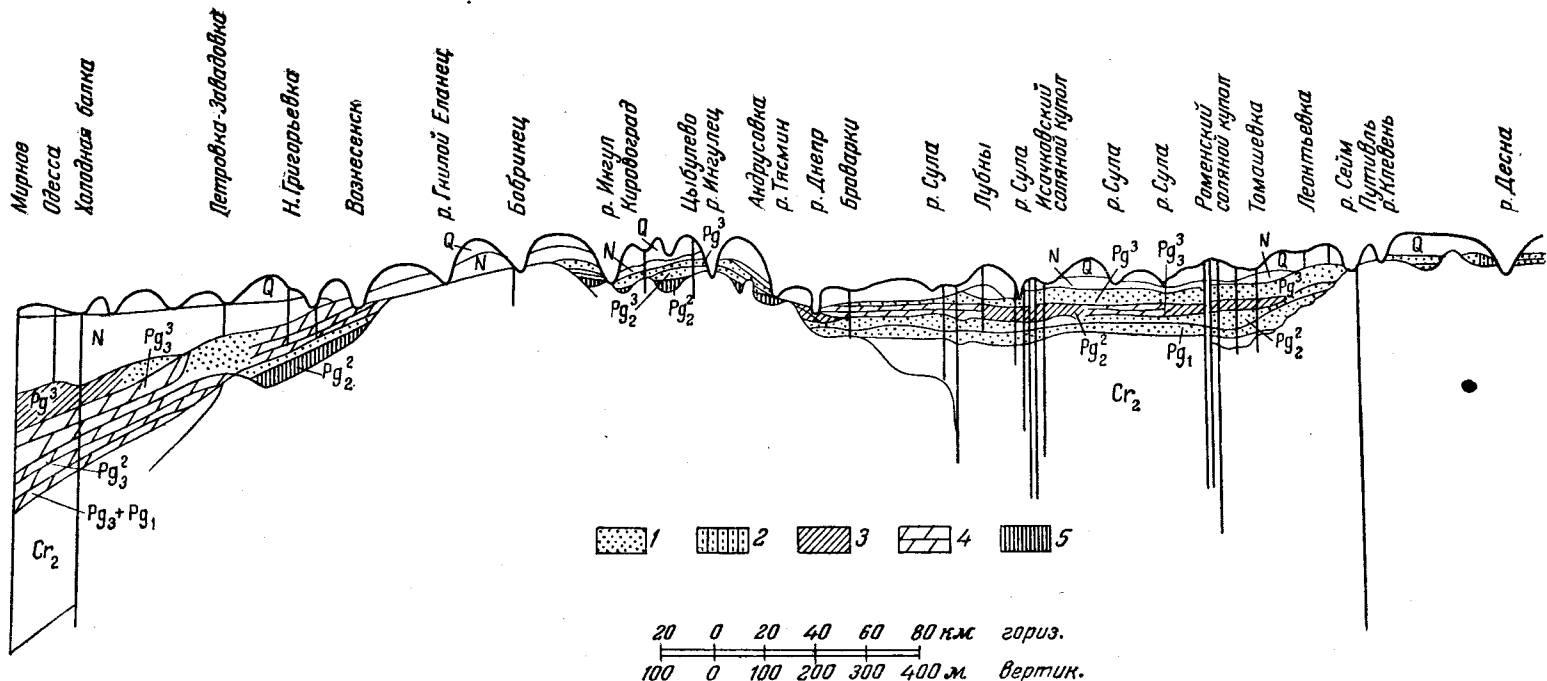


Рис. 84. Условия залегания палеогеновых отложений; разрез по линии с. Мирное— г. Новгород-Северский
 1—пески; 2—песчаники; 3—глины; 4—мергели; 5—угленосные отложения

лей Причерноморья вплоть до наших дней. В последующие годы количество сведений о палеогеновых отложениях Причерноморья возросло в результате дальнейшего бурения на воду, газы, угли и нефть, а также изысканий, связанных с гидро-электростроительством на Днестре и т. д.

Кое-где в процессе этих работ был собран и обработан небольшой палеонтологический материал. Так следует отметить работы О. К. Каптаренко-Черноусовой по изучению микрофауны из мергелистых глин киевского яруса Мелитопольского и Одесского районов Украины и МССР, а также работу Ю. В. Крюкова (1939) по определению макрофауны из глауконитовых песков окрестностей коммуны им. Шевченко Приазовского района.

В последнее время очень большой материал по палеогеновым отложениям был получен в результате проходки трестами «Укрвостокнефтеразведка» и «Молдавнефтегеология» глубоких роторных скважин в с. Мирном Одесского района, в с. Ново-Алексеевке Генического района, вблизи сс. Степановки и Чкалово в Приазовском районе и в ряде пунктов Молдавской ССР.

В свете всех накопленных к настоящему времени данных территорию украинской части Причерноморской впадины по составу и особенностям залегания палеогеновых отложений можно разделить на три района: Восточный, располагающийся к востоку от долины р. Южного Буга, Западный, лежащий к западу от этой реки, и Присивашский, примыкающий с севера к Сивашам. Ниже приводится характеристика палеогеновых отложений по каждому из этих районов.

Восточная часть Причерноморской впадины. В этой части впадины палеогеновые отложения наиболее подробно изучены в Мелитопольском районе, в бассейне р. Молочной и в Приазовском районе (окрестности сс. Степановки, Чкалово, Александровки и Дунаевки), где систематически ведется глубокое бурение на воду и газы. Палеогеновые отложения здесь представлены угленосными континентальными образованиями, отнесенными в свое время Н. А. Соколовым (1888) к бучакскому ярусу, и морскими песчано-глинистыми отложениями киевского и харьковского ярусов.

Угленосные отложения. Нижний горизонт палеогеновой толщи представлен серией чередующихся серых, темно-серых и черных углистых, обычно песчаных глин, содержащих сростки кристаллов пирита, или песками такой же окраски, горизонтально- или косослоистыми, глинистыми с обломками древесины и линзами бурого угля и песчаных вторичных каолинов. Эти отложения трансгрессивно перекрывают породы меловой системы или докембрия и отделяются от них слоем кварцевого и кремневого галечника. Мощность угленосных отложений колеблется в больших пределах и достигает в наиболее пониженных участках дотретичного рельефа нескольких десятков метров (район г. Мелитополя). Угленосные отложения залегают с некоторым наклоном к юго-западу, т. е. в сторону общего погружения кристаллического фундамента (рис. 85). В северной части описываемого района, примерно до широты г. Мелитополя, угол наклона невелик. В южной — он сильно возрастает, и угленосные отложения, как и вся толща палеогеновых осадков, следуя рельефу фундамента, быстро уходит на большую глубину.

Южная граница области распространения угленосных пород может быть проведена по линии: г. Осипенко — с. Степановка — с. Акимовка и дальше несколько восточнее с. Верхнего Рогачика до долины р. Днестра. Граница эта условна, особенно в своей западной части, где глубоких буровых скважин пробурено мало. Как это показала роторная скважина в с. Ново-Алексеевке, южнее этой линии угленосные отложения исче-

зают и место их под осадками киевского яруса занимают мергелистые известняки и мергели с фауной среднего и нижнего эоцена.

Крайним восточным пунктом, где были встречены континентальные отложения буцакского яруса, также содержащие скопления растительных остатков и небольшие прослойки угля, является г. Осипенко. По данным Я. М. Левитеса (1940), эти отложения залегают здесь непосредственно под осадками 2-го средиземноморского яруса, на зеленых глауконитовых песчаниках, содержащих верхнемеловую макро- и микрофауну.

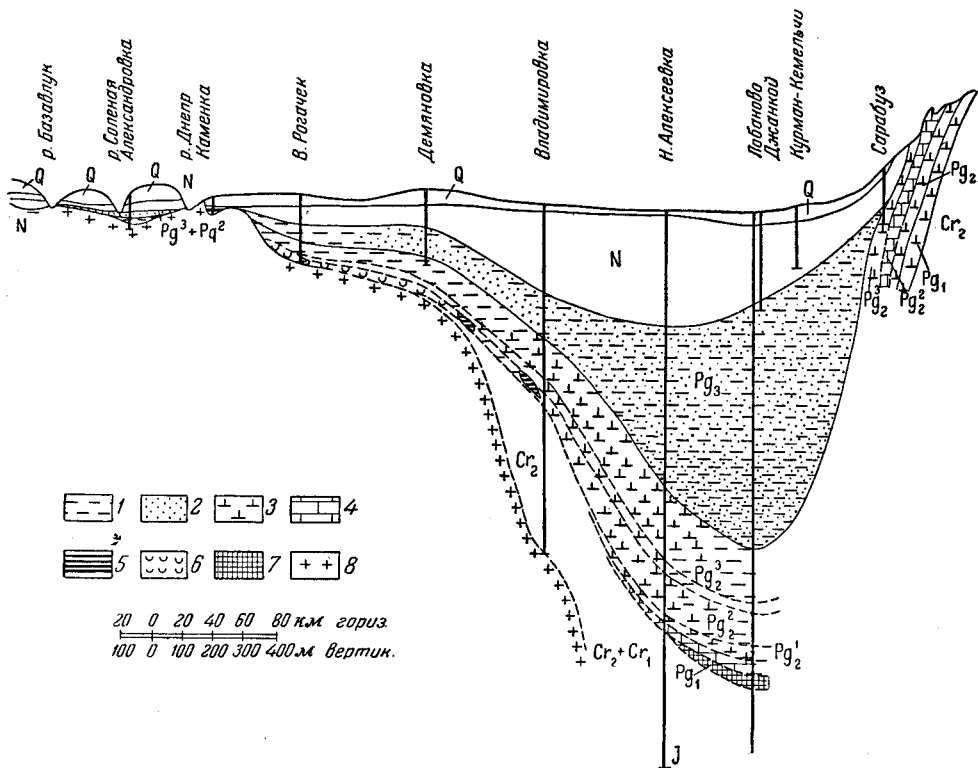


Рис. 85. Состав и условия залегания палеогеновых отложений Причерноморской впадины (разрез по линии Александровка—Сарабуз)

1—глина; 2—песок; 3—мергель; 4—известняк; 5—угленосные отложения; 6—каолин; 7—песчаник; 8—кристаллические породы

Присутствие угленосных отложений в описываемом районе связано с крупной депрессией в поверхности кристаллического фундамента, располагающейся между сс. Каменкой и Верхним Рогачиком на западе и склоном Приазовской части кристаллического массива — на востоке. Эта депрессия представляет собой одно из многих углублений в поверхности кристаллического массива, густо покрывающих его южный и северо-восточный склоны, от р. Молочной до р. Южного Буга и от Никопольской излучины до г. Коростышева. Везде с этими углублениями связаны толщи континентальных песчано-глинистых отложений, которым во многих районах подчинены промышленные скопления бурых углей. Возраст этих отложений обычно определяется как средний эоцен и они рассматриваются как континентальные аналоги морских глауконитовых песчаных отложений буцакского яруса.

В пределах Причерноморской впадины формирование этих осадков началось раньше, так как в с. Степановке Приазовского района в кровле их был встречен пласт плотного известняка, переполненного ядрами среднеэоценовых ассилин и нуммулитов. Изучены описываемые отложения слабо и стратиграфическому расчленению или фациальному анализу не подвергались.

Чрезвычайно интересные данные, на основании которых можно предполагать дизъюнктивный характер дислокаций Ореховского погружения кристаллической плиты, получены были при проходке буровой скважины в с. Васильевке, расположенном на левом берегу р. Конки, над Конскими плавнями. Здесь, в толще палеогеновых отложений, среди угленосных пород бучацкого яруса, в верхних слоях их встречены в большом количестве неокатаные обломки вулканического туфа.

Киевский ярус. Стратиграфически выше угленосных отложений залегает толща известковистых песков, мергелей и известковистых глин, в которых еще Н. А. Соколовым (1889в, 1893) были обнаружены остатки раковин, свойственных киевскому ярусу в среднем течении р. Днепра. Нижняя граница этих отложений совершенно отчетлива; переход к вышележащим осадкам харьковского яруса совершается без следов перерыва. Мощность варьирует в больших пределах, увеличиваясь к югу, в сторону осевой части впадины, и уменьшаясь на север и восток, по мере приближения к краям кристаллического массива.

В районе г. Мелитополя мощность отложений киевского яруса около 100 м.

Состав их, по данным Н. А. Соколова (1893), таков:

- 1) темно-зеленая песчаная глина с блестками слюды (харьковский и киевский ярусы) мощностью 49,9 м;
- 2) зеленоватая известковистая глина (киевский ярус) мощностью 78,9 м;
- 3) серо-желтая, комковатая известковистая глина с белыми пятнами (киевский ярус) мощностью 3 м;
- 4) зеленовато-серый, довольно крупнозернистый песок, с известковистым цементом, с обломками кораллов, раковинами *Pecten*, *Dentalium* и других моллюсков (киевский ярус) мощностью 14,1 м.

Как видно из этого разреза, в составе киевского яруса восточной части Причерноморской впадины выделяются те же три горизонта, что и в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

К северу и востоку от г. Мелитополя мощность киевских осадков уменьшается, причем мергели постепенно замещаются мергелистыми глинами, затем зелеными глауконитовыми, песчанистыми, слабо вскипающими (или совсем не реагирующими с соляной кислотой) глинами, внешне не отличимыми от глин харьковского яруса, а затем глинистыми глауконитовыми песками. Так, в с. Лихтенау, расположенном в 28 км севернее г. Мелитополя, общая мощность киевского яруса составляет всего 40,95 м, причем толщина слоя мергелистой глины равна всего 36,55 м. В с. Астраханке (25 км к северо-востоку-востоку от г. Мелитополя) мощность мергелистых глин равна 5,7 м, а покрывающих их бескарбонатных зеленовато-серых глин 26,2 м. В районе с. Вальдорф, находящегося несколько севернее с. Лихтенау, толщина пласта мергелистой глины оказалась равной всего 1,9 м.

Северную границу распространения киевских мергелистых глин можно провести по линии, идущей через район г. Большого Токмака на с. Васильевку. За этой линией вся толща киевских и харьковских отложений представлена однообразными зеленовато-серыми бескарбонатными глинами и глинистыми, глауконитовыми песками, не поддающимися расчленению.

Интересно отметить, что в мергелях и известковистых подмергельных песках окрестностей г. Мелитополя, с. Астраханки и с. Лихтенау О. К. Каптаренко-Черноусова обнаружила много раковинок фораминифер, свойственных мергелям и фосфоритовым пескам киевского яруса северных районов УССР.

Южнее г. Мелитополя отложения киевского яруса были установлены в сс. Степановке, Чкалово, Дунаевке, Александровке, Приморском Посаде и в некоторых других пунктах. Киевский ярус представлен здесь теми же тремя горизонтами. Нижнюю часть его составляют глауконитовые пески буровато- и серовато-зеленые, мелкозернистые, но с отдельными крупными зернами кварца и кварцевой галькой в основании. Они интенсивно вскипают с соляной кислотой, содержат обломки раковин моллюсков и фораминифер. Развита эти глины, по-видимому, только на относительно приподнятых участках дотретичного рельефа и по направлению к осевой части впадины исчезают. В с. Степановке их уже нет, и мергели киевского яруса залегают непосредственно на мергелистых нуммулитовых известняках среднего эоцена.

В известковистых песках О. К. Каптаренко-Черноусова обнаружила богатую фауну фораминифер, среди которых оказалось много видов, характерных для подмергельных фосфоритовых песков Днепровско-Донецкой впадины. В серовато-зеленом неравномернозернистом известковистом и глауконитовом песке этого слоя в с. Чкалово, М. Н. Ключникову удалось установить присутствие следующих форм: *Pecten* cf. *corneus* Sow., *Rostellaria* aff. *lucida* Sow. и некоторые другие формы. Последняя известна из верхнего эоцена Баварских Альп. Б. П. Жижченко (1940) из этих же слоев приводит: *Ostrea* cf. *plicata* Sol., *Pecten corneus* Sow., *Pecten* ex gr. *multistriata* Desh., *Solen rimosus* Bell., *Mesal'a sulcata* Desh., *Voluta elevata* Sow., *Voluta suturalis* Nyst., *Voluta (Lyria) harpula* Lamk., *Rostellaria (Rimella) fissurella* Sol., *Rostellaria (Rimella) canalis* Lamk., var., *Turritella imbricata* Lamk., *Rostellaria* aff. *lucida* Sow. и др. А. А. Габриеляном отсюда был определен *Nummulites contortus* Desh.

Состав фауны свидетельствует о верхнеэоценовом возрасте вмещающих ее песков. Обращает на себя внимание присутствие среди встреченных здесь — четырех видов, общих с видами из песков с. Мандриковки *Ostrea plicata* Sol., *Pecten corneus* Sow., *Voluta suturalis* Nyst., *Rimella fissurella* Sol. Состав фауны фораминифер, по заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой, характерен для низов киевского яруса. Здесь встречаются: *Globulina gibba* d'Orb., *Nonton umbilicatus* (Walke et Jac.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Cibicides dutemplei* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.).

Стратиграфически выше известковистых песков следует толща мергелей, мергелистых глин, более или менее отчетливо распающихся на две части. Нижнюю составляют светло-серые, при высыхании сильно светлеющие мелоподобные мергели, почти лишенные примеси песка. Верхняя представлена зеленовато-серыми плотными мергелистыми глинами, обычно содержащими примесь тонких кварцевых частиц.

Как в верхней, так и в нижней части толщи много раковинок фораминифер, обычного для киевского яруса состава, а также ядер и отпечатков верхнеэоценовых моллюсков, остатков кораллов и рыб, остракод, спикул губок или пустоток от вышечелоченных спикул. Остракод особенно много в верхнем горизонте мергелистых глин. Там же встречаются многочисленные зерна глауконита, кристаллики пирита, мелкие точечные скопления, а иногда и довольно крупные (до 0,5 см) включения углестого вещества.

Состав фауны моллюсков, встреченных в мергелистых глинах, очень беден, причем сохранность их плохая. Целые раковины попадаются очень редко. Громадное большинство находок — трудно определяемые обломки или отпечатки и ядра.

В зеленовато-серых мергелях верхней части мергельной толщи с. Степановки М. Н. Ключников обнаружил: *Leda* aff. *striata* Lamk., *Phacoides* sp. ind., *Spondylus* sp. ind., *Nucula* sp. ind., *Dentalium* sp. ind. В. В. Меннер в этих же отложениях встретил зубы *Odontaspis winckleri* Log., раковинки *Operculina* cf. *granulosa* Lum., *Operculina* aff. *lybica* Sow., *Pseudophragmina* aff. *bainbriogensis* Vamgh. В керне буровой скважины в с. Чкалово в таком же мергеле М. Н. Ключникову удалось обнаружить: *Pecten* sp. ind., *Vulsella* sp. ind., а несколько выше — *Crassatella fuchsi* Seodn., *Cardium* sp. ind., *Corbula* sp. ind., *Miocardia* aff. *isocardioides* Desh. В с. Дунаевке, в том же горизонте мергеля оказались *Lucina* ex gr. *menardi* Desh. и *Mesalia* cf. *sulcata* Desh.

Общий состав фауны зеленовато-серых мергелей описываемой территории сближает их с известковистыми песчаниками верхов киевского яруса бассейна р. Южного Буга. Особенный интерес в этом отношении вызывает присутствие здесь таких видов, как: *Phacoides (miltha) contortus* Defr. var. *ucrainica* Klucz., *Mesalia sulcata* Desh. и крупных *Crassatella* сходных с *Crassatella fuchsi* Slodk. Нуммулиты, встречающиеся в этих отложениях, изучались А. А. Габриеляном. В зеленовато-сером мергеле с. Чкалова этим исследователем был обнаружен верхнеэоценовый *Nummulites biullei* Harpe. В нижележащих белых мелоподобных мергелях остатки организмов встречаются значительно реже. Кроме многочисленных раковинок фораминифер, среди которых, по заключению О. К. Каптаренко-Чернусовой, преобладают планктонные формы, принадлежащие родам *Globigerina* и *Globigerinella*, в этих отложениях встречаются: *Pecten idoneus* Wood., *Vulsella* sp. ind., *Terebratula* sp. ind.

По мере приближения к кристаллическому массиву мергели и известковистые глины выклиниваются, замещаясь зелеными слабоизвестковистыми и бескарбонатными глинами и глауконитовыми песками. В районе с. Второй Покровки, в толще песчаных пород, которыми здесь представлен киевский ярус, при проходке скважин удалось обнаружить многочисленные остатки морских беспозвоночных. По сообщению Ю. В. Крюкова (1939) здесь встречаются: *Pecten curneus* Sow., *Pecten bellicosatus* Wood., *Pecten radkiewiczzi* Sok., *Crassatella* aff. *rotundata* Sok., *Turritella* sp. ind., *Turritella fasciata* Desh., *Dentalium acutum* Koepen., *Nummulites* sp. и др. Обращает на себя внимание присутствие среди встреченных здесь окаменелостей ряда форм, свойственных пескам пос. Мандриковки.

На участке между долинами рр. Днепра и Южного Буга отложения киевского яруса вскрыты только в с. Яковлевке (с. Новая Гредневка), на водоразделе между рр. Ингульцом и Висунь, у с. Полтавки, в 9 км от ст. Явкино, и у с. Гурьевки на р. Южном Буге. В с. Яковлевке (с. Новая Гредневка) Н. А. Соколовым (1896а) были отмечены отложения киевского яруса на глубине 195,3 м. Они представлены голубовато-серой тонкопесчанистой глауконитовой глиной, содержащей многочисленные спикулы губок и раковинки фораминифер (из *Textularia* и *Globigerina*) и книзу переходящей в голубовато-серый чистый мергель также с большим количеством раковинок фораминифер. Пройденная скважиной мощность этих слоев превысила 46 м.

Скважина в с. Полтавке описана очень схематично и выделить в ее разрезе отложения киевского яруса не представляется возможным. В с. Гурьевке к киевскому ярусу следует отнести толщу голубовато-

зеленых мелкозернистых глинистых, известковистых песков, содержащих раковинки мелких нуммулитов, среди которых М. В. Ярцевой удалось определить *Nummulites rüthimeyri* d'Arct. и *N. chavanesi* d'Arct.

Стратиграфически выше этих песков следует толща более крупнозернистых глауконитовых песков неопределенного возраста (харьковские, киевские), а затем известняков среднего сармата.

Эта чрезвычайно интересная скважина осталась, к сожалению, не доведенной до пород, подстилающих глауконитовые пески. Обращает внимание отсутствие в ее разрезе отложений 2-го средиземноморского яруса и залегание осадков среднего сармата непосредственно на эоцене. Р. Р. Выржиковским (1925), впервые описавшим Гурьевскую скважину, толща глауконитовых песков была отнесена к харьковскому ярусу. В итоге исследований, произведенных в последние годы, эта точка зрения не нашла себе подтверждения. Следует отметить, что нуммулиты в пределах Причерноморской впадины и примыкающих к ней присклоновых частей кристаллического массива и Крымских гор не подымаются выше киевского яруса.

Олигоцен. Стратиграфически выше мергелистых глин киевского яруса залегает серия зеленовато-серых глауконитовых, обычно бескарбонатных песчано-глинистых пород, которые принято относить к харьковскому ярусу. Впервые харьковский возраст этих отложений был установлен Н. А. Соколовым (1893), изучавшим образцы пород из скважины, пройденной возле ст. Мелитополь. По описанию Н. А. Соколова над мергелистыми глинами была встречена: «зеленоватая песчаная глина с мелкими обломками раковин» и «темно-зеленая песчаная глина с блестящими слюдами». Общая мощность этих глин 61,8 м. В настоящее время отложения харьковского яруса известны уже во многих местах, и состав их и условия залегания более или менее выяснены.

В центральной части Мелитопольской депрессии и к югу от нее, в сторону общего погружения кристаллического фундамента, харьковский ярус представлен глауконитовыми и слюдистыми, довольно однородными, обычно не вскипающими с соляной кислотой, песчанистыми глинами, согласно лежащими на мергелях киевского возраста и постепенно переходящими в них. К северу и востоку по мере приближения к кристаллическому массиву глины становятся более песчанистыми, а на краевых частях впадины, соответствующих приподнятым участкам кристаллического фундамента, оказываются полностью замещенными глинистыми глауконитовыми песками.

К северу от г. Мелитополя глауконитовые песчано-глинистые отложения харьковского яруса зафиксированы вплоть до долины р. Куркулака (с. Сладкая Балка, в 16 км севернее г. Большого Токмака). Лежат они выше базиса эрозии. Единственным местом, где можно видеть их в естественном выходе, являются обнажения в левом берегу р. Конки у с. Веселянки.

Наиболее полно изучены эти отложения в южной части описываемой области в Приазовском и Акимовском районах (сс. Владимировка, Степановка, Чкалово, Александровка, Дунаевка). Здесь мощность надмергельных глауконитовых песчано-глинистых пород увеличивается до 150 м, причем состав их и порядок напластования весьма близки составу майкопской свиты Крымского полуострова. Нижняя часть этой толщи представлена светло-зеленовато-серыми, песчанистыми, слюдистыми глинами, переслаивающимися с глинистыми песками, иногда сцементированными в непрочные песчаники. Породы эти в нижних слоях обычно слабо вскипают с соляной кислотой, в верхних — бескарбонатны. В них часто попадаются раковины моллюсков, обычно плохо сохранившиеся и точно

не определимые, раковинки фораминифер, спикулы кремнистых губок, иглы ежей, отолиты, чешуя и зубы рыб, панцири диатомовых. В составе встреченных в этом горизонте окаменелостей М. Н. Ключникову удалось обнаружить: *Nucula compta* Goldf., *Crassatella* aff. *woodi* Коен., *Cassidaria buchi* Bell., *Cardita* aff. *latesulcata* Nyst и др. В. В. Меннер обнаружил здесь зубы нижеолигоценовой *Notidanus primitgenius* Аг. В. Ф. Козырева определила отсюда разнообразную фауну фораминифер, в составе которой оказался ряд видов, общих с видами нижнемайкопских отложений Керченского полуострова: *Ammodiscus insertus* d'Orb., *Ammodiscus* ex gr. *agglutinans* d'Orb., *Haplophragmoides periferioexavatus* Subb., *Haplophragmoides kerleuticus* Kos., *Nonion umbilicatulus* (Mont.), *Cibicides dutemplei* d'Orb. var. *oligocaenica* Sow., затем *Bolivinos* ex gr. *carinatus* d'Orb., *Bolivina aducna* Cushman, *Rhabdammina* sp., *Reophax* sp. и др. Мощность описанного горизонта достигает 730 м (с. Степановка). По составу окаменелостей он может быть сопоставлен с нижней частью майкопской свиты — так называемым хадумским горизонтом майкопской свиты Крыма и Кавказа — и отнесен к нижнему олигоцену.

Вышележащая серия олигоценовых отложений палеонтологически нема. Лишь в верхних слоях ее кое-где встречаются кремнистые спикулы губок и панцири диатомовых водорослей.

Петрографически она может быть разделена на две части. Нижняя представлена песчанистыми, глауконитовыми глинами, переслоенными небольшими пластами глауконитовых, мелкозернистых, глинистых песков. Верхняя сложена глинистыми, более крупнозернистыми и разнозернистыми глауконитовыми песками, иногда сцементированными в непрочные глинистые песчаники. Общая мощность этих пород около 100 м. Возраст их неясен. Можно предполагать, что они относятся к среднему и верхнему олигоцену. В крымских разрезах им, по-видимому, соответствует верхняя и средняя части майкопской свиты.

Палеогеновые отложения присивашского участка. Эти отложения хорошо изучены в районе с. Ново-Алексеевки Генического района. Это место, по-видимому, соответствует приосевой зоне впадины. Толща палеогеновых отложений тут сильно увеличена, главным образом за счет надмергельных ее слоев, полностью соответствующих майкопской свите Крымского полуострова. Состав палеогена исключительно морской. Место угленосных отложений, столь широко развитых на севере впадины, занято здесь мергелями и мергелистыми известняками с фауной крупных нуммулитов. По последовательности напластования и петрографическому составу палеогеновые отложения этой части впадины очень близки палеогену Крыма и, несомненно, являются естественным его продолжением. Общая мощность палеогеновых отложений в районе с. Ново-Алексеевки около 1000 м. В основании их залегает серия карбонатных пород, принадлежащих датскому ярусу. Покрывающими породами служат песчано-глинистые отложения 2-го средиземноморского яруса.

Характер контакта между палеогеновыми отложениями и меловыми остался невыясненным, так как при проходке Ново-Алексеевской скважины керн в интервале, соответствующем этой части разреза, поднят не был. По аналогии с разрезами восточной части Крымского хребта можно допустить, что переход между верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями в районе с. Ново-Алексеевки происходит без следов прерыва, и что, таким образом, в составе палеогена с. Ново-Алексеевки присутствует также морской палеоцен. В пользу этого предположения говорит морское происхождение отложений датского яруса и эоцена, а также петрографическое сходство их с синхронными отложениями

Крыма. Вышележащие горизонты той части палеогеновой толщи, из которой в процессе бурения отбирался керн, представлены именно такими породами.

Нижний эоцен. Самая нижняя пачка палеогеновых пород представлена темно-синевато-серыми песчанистыми мергелями, довольно рыхлыми, содержащими много мелких зернышек глауконита и чешуек слюды. Органических остатков в них нет, кроме редких, плохо сохранившихся, мелких ядер нуммулитов.

Характер подстилающих отложений неизвестен. Породами кровли служат среднеэоценовые нуммулитовые известняки и мергели, с которыми нижнеэоценовый мергель связан постепенными переходами. Точный возраст переходных слоев неясен. По стратиграфическому положению и по петрографическому составу они могут быть отнесены к нижнему эоцену и сопоставлены с темно-серыми песчанистыми мергелями, подстилающими среднеэоценовые известняки в окрестностях г. Симферополя.

Средний эоцен. Стратиграфически выше темно-серых мергелей в районе с. Ново-Алексеевки следует мощная толща зеленовато-серых, различных оттенков песчанистых мергелей, переходящих в отдельных слоях в плотные, иногда окремненные мергелистые известняки. Толща эта имеет мощность, по-видимому, не менее 110 м. В ней встречены ядра и обломки раковин пелеципод, раковинки фораминифер, чешуя рыб. М. Н. Ключниковым в этом горизонте обнаружены: обломки крупной многослойной раковинки, принадлежащей, очевидно, *Ostrea rarilamella* Nell., виду, широко распространенному в крымских среднеэоценовых известняках. В большом количестве встречаются раковинки *Nummulitidae*, среди которых особенно часты крупные *Assilina*, в частности среднеэоценовая *Assilina* ex gr. *granulosa* d'Argh. Из мелких фораминифер О. К. Каптаренко-Черноусовой удалось здесь обнаружить *Globorotalia* ex gr. *canariensis* (d'Orb.), *Eponides trümpyi* Nyst., *Pylotnulinella culter* (Park. et Jon.), *Cibicides midwajensis*, а в нижних пачках: *Gaudrina rugosa* d'Orb., *Heterostomella gigantea* Sol., *Bulimina pseudopuschi* Subb., *Gyroidina spasski* Chitl., *Eponides trumpyi* Nutt., *Pulvinulinella culter* (Park. et Jon.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globigerina pseudobulloides* Plum., *Cibicides midwajensis* Plum. По мнению О. К. Каптаренко-Черноусовой, весьма характерной чертой этой фауны является присутствие в ее составе вида *Globorotalia* ex gr. *canariensis* d'Orb., известного в отложениях нижнего палеогена (палеоцен или несколько выше).

Судя по разрезу с. Степановки, в северо-восточном направлении, т. е. в сторону Азовского кристаллического массива, эти мергели замещаются плотными светло-серыми тонкопесчанистыми известняками, переполненными крупными раковинами *Nummulites* и *Assilina*. В. В. Меннер определил в этих известняках среднеэоценовые виды: *Assilina granulosa* d'Argh. и *Assilina mamillata* d'Argh., формы, в изобилии встречающиеся в нуммулитовых среднеэоценовых известняках Крыма.

Верхний эоцен. В составе верхнеэоценовых отложений в районе с. Ново-Алексеевки может быть выделено два горизонта. Нижний представлен голубовато-серым, при высыхании почти белым, мелоподобным мергелем, содержащим многочисленные зернышки глауконита и блестящие слюды. В нем много раковинок фораминифер и среди них мелких нуммулитов (*Nummulites contortus* Desh.), чешуи, зубы и отолиты рыб, ядра мелких пелеципод (*Ostrea* sp. ind., *Pecten* sp. ind.). Среди мелких фораминифер, по заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой, наблюдаются планктонные формы, а именно: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina pseudobulloides* Plum., *Globigerina triloculinoides*

Plumm., *Globigerinella voluta* Whit., *Globigerinella aequilaterata* (Brady), а также в небольшом количестве *Uvigerina asperula* Czjzek, *Uvigerina tenuistriata* Reuss., *Globorotalia crassiformis* Gall et Wis., формы, встречающиеся в отложениях киевского яруса. По заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой, по содержанию *Globorotalia crassiformis*, эти мергели можно было бы отнести к образованиям среднеэоценового времени, однако обилие планктонных форм, а также ряда видов, общих с киевским ярусом Днепровско-Донецкой впадины, сближает их уже с верхним эоценом.

В разрезах горного Крыма описываемому горизонту соответствует толща белого мелоподобного мергеля, лежащая на среднеэоценовых известняках, подстилающая зеленовато-серые мергели и относимая к нижней части верхнего эоцена. Как было отмечено выше, горизонт светлых мергелей широко распространен на всей изученной площади Причерноморской впадины, занимая устойчивое положение в нижней части киевского яруса.

Кверху светлый мергель постепенно сменяется мергелем зеленовато-серым, плотным, слюдястым, переходящим в верхних слоях в мергелистую глину. В нем встречается много сростков мелких кристаллов пирита и отпечатков водорослей, нередко также раковинки фораминифер, главным образом бентонных, обычных для мергелей, и известковистых глин киевского яруса Днепровско-Донецкой впадины. Попадают остатки мшанок (*Ceriodora serpens* Eichw.), редкие отпечатки пелеципод (*Pectunculus* sp. ind., *Modiola* sp. ind., *Pecten* sp. ind.). Встречена *Lucina* ex gr. *menardi* Desh., форма, постоянно присутствующая в известковистых песчаниках и песчаных мергелях верхней части киевского яруса кристаллического массива. В верхних слоях мергельной толщи попадают раковинки агглютинированных фораминифер и радиолярий. Общая мощность мергелей верхнего эоцена в с. Ново-Алексеевке 282,6 м; из них на долю зеленовато-серого мергеля приходится 238,6 м и белого, мелоподобного 44 м.

Олигоцен. Стратиграфически выше мергелей верхнего эоцена в с. Ново-Алексеевке залегает мощная (до 650 м) толща зеленовато-серых глауконитовых песчано-глинистых пород. Нижняя часть их (мощность 392 м) представлена серией глин, переслоенных пачками глинистых глауконитовых тонкозернистых песков, слабо связанных в глинистые песчаники. В них встречаются мелкие стяжения гидроокислов железа, точечные углистые включения, сростки кристаллов пирита, иногда прослой бурых, издающих запах битумов, глин. Породы эти с соляной кислотой не вскипают. Из органических остатков в них были обнаружены спикулы губок, раковинки простейших, иглы ежей, обломки раковин моллюсков.

Общий характер окаменелостей дает основание рассматривать их в качестве аналогов хадумского горизонта майкопской свиты и относить к отложениям нижнего олигоцена. Здесь встречены: *Nucula compta* Goldf., *Cardita latesulcata* Nyst., *Meretrix* ex gr. *regularis* Siodk. (форма, часто встречающаяся в нижнем горизонте харьковского яруса Украинского кристаллического массива). Из простейших, по данным О. К. Каптаренко-Черноусовой, здесь попадают: известковистые и кремнистые фораминиферы и двояковыпуклые радиолярии, особенно многочисленные в нижних слоях данной толщи. Среди фораминифер особенно часто встречаются *Spiroplectamina carinata* d'Orb., отнесенная Р. В. Самойловой к числу наиболее характерных видов для нижней части майкопской свиты Северного Кавказа.

Верхняя часть описываемой толщи представлена серией темно-зеленовато-серых тонкопесчанистых глин, переслоенных глинистыми тонкозернистыми слюдистыми и глауконитовыми песками. Породы эти тонкослоисты, довольно хорошо слежавшиеся, при высыхании каменеют. В них встречаются мелкие красновато-бурые стяжения лимонита, кристаллики и сростки кристаллов пирита, прослой темных почти черных глин, издающих запах битумов. В отдельных интервалах они слабо вскипают с соляной кислотой, а на глубине 465,85 м содержат прослой темно-серого песчанистого известняка. Общая мощность этого горизонта около 180 м. Возраст этих отложений неясен. Внешне они напоминают породы средней части майкопской свиты Керченского полуострова (района мыса Карангат) и условно с ними могут быть сопоставлены. Среди органических остатков здесь обнаружены: отпечатки мелких *Lucina* sp. и *Cardita* sp., раковинки мелкой круглой устрицы, одиночные раковинки *Gyroidina* sp. ind.

Западная часть Причерноморской впадины. В западной части Причерноморской впадины палеогеновые отложения были установлены Н. А. Соколовым в г. Одессе и в с. Петровке-Завадовке. Как это видно из данных, опубликованных Н. А. Соколовым (1896б), к палеогену им была отнесена серия пород следующего состава.

В районе г. Одессы это серая, плотная, тонкопесчанистая глина, сильно твердеющая при высыхании, с неопределимыми остатками пластинчатожаберных, с многочисленными спикулами кремнистых губок; мощность глины 25 м. К палеогену же относится лежащая ниже серия зеленовато-серых и беловатых песков, мелкозернистых, глауконитовых, содержащих скорлупки остракод, раковинки фораминифер, остатки мшанок и моллюсков. Общая мощность их 48 м. В низах этих песков Н. А. Соколовым были обнаружены створки *Ostrea plicata* Sol. и *Pecten bellicostatus* Wood.

В с. Петровке-Завадовке, на р. Тилигуле, на глубине 95,1 м, по сообщению Н. А. Соколова, была пройдена толща зеленовато-серых мелкозернистых кварцевых глауконитовых песков, содержащих много мелких мшанок, скорлупок остракод, тонких прозрачных кремневых спикул губок и раковин фораминифер. Среди последних были встречены представители pp. *Nodosaria*, *Cristellaria*, а также мелкие *Nummulites*. Мощность этих песков в с. Петровке-Завадовке осталась неустановленной. Песчаные отложения г. Одессы и с. Петровки-Завадовки Н. А. Соколов отнес к харьковскому ярусу.

В последующие годы палеогеновые отложения в западной части Причерноморской впадины отмечались неоднократно, однако сведения о них, попавшие в печать, были, к сожалению, весьма неполны. Так, они были установлены в с. Холодной Балке, в районе г. Одессы, в г. Кишиневе, на ст. Бессарабская, у с. Кицканов, на ст. Мартыновка и в других местах. В с. Холодная Балка Одесского района под толщей пород сарматского возраста были встречены отложения харьковского яруса, представленные серовато-зелеными глинистыми глауконитовыми мелкозернистыми песками, переслаивающимися с темно-зелеными песчанистыми глинами, общей мощностью 48 м; серовато-зеленый мергель мощностью 68 м, в котором О. К. Капаренко-Черноусова (1936а) обнаружила ряд раковинок фораминифер, принадлежащих видам, обычным для киевского яруса; пласт глауконитового глинистого известковистого песка, содержащий ту же ассоциацию фораминифер; светло-серый, ниже зеленовато-серый песчанистый мергель, который книзу переходит в глинистый песок; мощность его 36 м. В мергеле была встречена фауна фораминифер, по

предположению О. К. Каптаренко-Черноусовой, среднеэоценового состава. Подстилающими породами являются мергели и песчий мел верхнемелового возраста.

В г. Кишиневе, под отложениями сарматского яруса, на глубине 129,3 м, был встречен небольшой (1 м), по-видимому, сильно размый пласт зеленовато-серых глауконитовых глин и песков харьковского яруса, под ним — белый песчаный мергель, мощностью всего 6,1 м, возраст которого был предположительно определен как киевский, и тонкий, глинистый, кварцевый песчаник с нуммулитами мощностью 13 м. Возраст последнего остался неясным (очевидно, средний эоцен). На ст. Бессарабская к палеогену отнесены плотные глины, мергели и песчаники, лежащие на глубине от 356 до 603 м. В мергеле из интервала 430—479 м О. К. Каптаренко-Черноусова обнаружила раковинки фораминифер, среди которых оказались *Heterostomella dalmatica* (форма, типичная для среднего эоцена), а также многочисленные нуммулиты размерами до 8 мм. Приведенными данными в сущности и исчерпываются все довоенные сведения о палеогене Западного Причерноморья. Расшифровка стратиграфии этих осадков базировалась главным образом на петрографических данных, и выводы относительно их возраста не получили надежного палеонтологического обоснования.

В то же время нижнетретичные отложения этой части Причерноморской впадины характеризуются рядом признаков, отличающих их от аналогичных образований смежных территорий УССР. Отличия эти выразились в появлении среди нижнетретичных осадков морских карбонатных пород, более древних, чем киевские, и в отсутствии континентальных фаций бучакского яруса, столь широко распространенных в восточной части впадины и на сопредельных частях кристаллического массива. Более подробные сведения о палеогеновых отложениях Западного Причерноморья были получены только в последнее время, когда детальному изучению подверглись палеогеновые осадки в ряде пунктов Одесской, Николаевской и Херсонской областей.

Исключительно интересным оказался состав палеогеновых отложений с. Мирного, в 30 км западнее г. Одессы. Здесь были установлены: отложения нижнего олигоцена (выделяемые условно), верхнего эоцена и среднего эоцена.

Нижний олигоцен(?) представлен толщей зеленовато-серой, плотной, песчанистой глины мощностью 78,5 м (глубина залегания 248—326,5 м). В глине были обнаружены обломки плотных раковин моллюсков, оставшиеся, к сожалению, не определенными, и прослойки известняка.

К отложениям киевского яруса отнесена толща мергелей, в верхней части серовато-зеленых, переходящих иногда в известковистую глину, в нижней — светло-зеленовато-серых, при высыхании почти белых, мелоподобных, иногда окремненных. В мергеле невооруженным глазом можно различить зернышки глауконита, мелкие скопления кристаллов пирита, включения органического вещества. Из палеонтологических остатков в зеленовато-сером мергеле были встречены: *Pecten* sp. ind., *Cardita* sp. ind., много мелких фораминифер, характерных по заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой для киевского яруса Днепровско-Донецкой впадины; среди них много мелких двояковыпуклых нуммулитов и сферические радиолярии, спикулы губок, чешуи рыб. Из мелоподобного мергеля удалось извлечь остатки *Vulsella* sp. ind., *Pecten idoneus* Wood. и многочисленные раковинки фораминифер. По заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой, особенностью микрофауны фораминифер этого горизонта является присутствие в составе ее *Hantkenina* aff. *alabamensis* Cushman и *Globigerina dubia* Egger, форм, позволяющих сблизить

данный мергель с зоной крупных *Globigerina* из фораминиферовых слоев Крыма и Северного Кавказа и зоной *Hantkenina alabamensis*, выделенной Р. В. Самойловой (1946) в составе верхнего эоцена окрестностей г. Бахчисарая в Крыму и с верхним эоценом северо-западной части Кавказа (Субботина, 1936). В нижней части описанной толщи О. К. Каптаренко-Черноусовой был обнаружен среднеэоценовый вид *Heterostomella dalmatina* Lieb u. s. Общий облик микрофауны в этих отложениях, по заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой, верхнеэоценовый. Суммарная мощность толщи верхнеэоценовых мергелей 107,5 м.

Отложения среднего эоцена в районе с. Мирного представлены песчанистым слоистым мергелем, местами переходящим в известковистый, гонкозернистый песчаник. Окраска его зеленовато-серая, в нижних слоях синевато-серая. Переход к вышележащим верхнеэоценовым мергелям постепенный. Породы этого горизонта, особенно песчанистые разновидности их, содержат остатки довольно многообразной макро- и микрофауны. Здесь были найдены: остатки моллюсков, иглы ежей, спикулы губок, чешуи и зубы рыб, многочисленные раковинки фораминифер, среди которых много крупных *Nummulitidae*. Моллюски изучались М. Н. Ключниковым. В их составе *Ostrea* aff. *subplana* d'Orb., *Ostrea* (*Cyclostreon*) aff. *parvulum* G ü m b., обломки *Gigantostrea rarilamella* Mell., *Pecten* cf. *solea* Desh., *Pecten corneus* Wood., *Pecten* aff. *multi-striatus* Bell., *Pecten* ex gr. *biarritzensis* d'Arch., *Spondylus* aff. *multi-striatus* Desh., *Dentalium* aff. *duplex* Desh. и др.

Кроме того, здесь были встречены одиночные кораллы и колонии мшанок из отряда *Cyclostomata*. Среди крупных фораминифер, определенных В. К. Василенко, здесь были обнаружены: *Discocyclina* sp. ind., *Operculina* sp. ind., *Nummulites* cf. *incrassatus* Harre, *Operculina* aff. *granulosa* Leum. Как видно из этого перечня, в составе данной фауны явно преобладают среднеэоценовые виды. Особенный интерес вызывает присутствие здесь крупных фораминифер, обычных в отложениях среднего эоцена Крыма и обломков крупных устриц (*Ostrea rarilamella* Mell.), также свойственных этим отложениям. Общая мощность отложений среднего эоцена 54 м. Нижние слои их характеризуются более темной окраской, более песчанистым составом, присутствием точечных включений углистого вещества. Подстилающими породами служит мергель верхнего мела.

Как это видно из приведенного выше описания, в составе палеонтологически определенных палеогеновых отложений с. Мирного присутствуют только верхний и средний эоцен. Возраст лежащих выше зеленовато-серых глин неясен. Геологами, описавшими эту скважину, данные породы были отнесены к харьковскому ярусу. Однако указание на присутствие среди глин «прочных раковин», а главное прослоев известняка, нигде до сих пор в отложениях харьковского яруса Причерноморья неизвестного, заставляет сомневаться в правильности этого определения. Возможно, что данные глины следует отнести к образованиям более позднего времени — нижнесарматского или 2-го средиземноморского.

Сильные размывы поверхности палеогеновой толщи и резкое трансгрессивное налегание на нее неогеновых отложений, как это видно из описания других скважин, является особенностью всей западной части Причерноморской впадины.

Сопоставление разрезов сс. Мирного и Холодной Балки приводит к следующим выводам. На обоих участках средний эоцен представлен в мергелистой фации, приблизительно одинаковой мощности (54 и 51 м). В районе с. Холодной Балки, в связи с его расположением ближе к краю кристаллического массива, более развита верхняя мелководная часть

верхнего эоцена и соответственно с этим сокращена толща глубоководного белого мергеля. Последний в нижней своей части замещен зеленовато-серыми известковистыми песками с нуммулитами.

Особенностью мирненского разреза является большое вертикальное распространение нуммулитов, достигающих здесь верхов верхнего эоцена. Это обстоятельство сближает разрез с. Мирного с разрезами бассейна р. Южного Буга, где фауна нуммулитов встречается во всех горизонтах киевского яруса, включая известковистые опоковидные песчаники, слагающие самые верхние его слои. В том же составе мы встречаем палеогеновые отложения на водоразделе между рр. Днестром и Прутом. Здесь они известны: в с. Сергеевке (около ст. Кулевче), в сс. Садово, Дневище, на ст. Бессарабская, в с. Кайнарах, у с. Урсоя, в 10 км к югу от г. Бендер, в с. Плавнях — предместье этого города, в г. Кишиневе и в ряде мест вдоль левого берега р. Прута, в районе г. Унген, с. Ниспорен и др.

Палеогеновые отложения здесь сильно размыты. Наиболее сохранилась нижняя часть их, представленная также средним эоценом. Более молодые образования верхнего эоцена и олигоцена сохранились лишь кое-где, в виде изолированных «островков», связанных по-видимому, с углублениями в рельефе поверхности меловых отложений. Мощность их в противоположность районам Восточного Причерноморья невелика.

Общая мощность палеогеновых отложений здесь также небольшая: от 6 м (с. Сергеевка) до 75 м (с. Урсоя). Исключительно большие мощности, обусловленные, несомненно, тектоническими особенностями местности, установлены в районе ст. Бессарабская (211 м) и у г. Кишинева (126 м).

Общий сводный разрез палеогеновых отложений междуречья рр. Днестр—Прут следующий:

1. В основании залегает толща известковистых глауконитовых мелко- и среднезернистых, в нижних слоях гравелистых песчаников, переходящих местами в слабо связанные мергелистые пески.

2. Стратиграфически выше следует толща мергелистых глин и мергелей, в которых, как это отмечалось выше, О. К. Каптаренко-Черноусова обнаружила фауну фораминифер киевского яруса. Мергели встречаются у ст. Бессарабская, в г. Кишиневе, в сс. Сергеевке, Садово, Плавнях, у сс. Урсоя, Кайнар и т. д. Мощность их варьирует от 6 до 70 м.

3. Верхняя часть разреза сложена толщиной зеленых и зеленовато-серых песчаных глин и песков, относимых обычно к харьковскому ярусу. Породы эти палеонтологически немые. Мощность их невелика. Встречены они в г. Кишиневе, а также кое-где на левом берегу р. Прута. В этих породах заключено много раковин моллюсков, остатки кораллов и фораминифер, среди которых преобладают крупные *Assilina*, *Nummulites* среднеэоценового облика.

В известковистом песчанике (1-й слой), в г. Кишиневе, обнаружены: *Nummulites caucasica* De fr., *Nummulites* cf. *perforata* Mont., *Assilina granulosa* d'Ar ch., *Assilina leymeriei* d'Ar ch., *Operculina ammonica* Leum. и другие формы, общие со среднеэоценовыми отложениями Крыма. В районе сс. Унген, Лидовки, Романовки и Ниспорен песчаники этого горизонта замещены песчанстыми плотными известняками мощностью до 12 м, содержащими крупные раковины нуммулитов. В основании их, на размытой поверхности мела, залегает конгломерат. В образце крупнонуммулитового известняка Унгенского района была обнаружена среднеэоценовая раковина *Siphonalia* cf. *variabilis* Lamk. Вместе с ней найдены: обломки гигантской устрицы, *Natica* sp. ind., *Rimella* sp. ind.; среднеэоценовый возраст этой породы, по мнению М. Н. Ключникова, не

вызывает сомнений. Мощность среднеэоценовых отложений колеблется от 10 до 50 м (район с. Унген).

Подводя итоги всему сказанному о палеогеновых отложениях Причерноморской впадины, приходим к следующим выводам.

В пределах впадины в составе фаунистически охарактеризованных палеогеновых отложений присутствуют образования эоценового и олигоценового времени. Породы палеоэоценового возраста здесь не установлены. Есть основания предполагать распространение их в юго-восточной части впадины, в области Присивашья, причем, вероятно, они там представлены фациями, близкими к крымским. Нижнеэоценовые отложения условно устанавливаются только в области Присивашья, по данным бурения опорной скважины в с. Ново-Алексеевке. Морские среднеэоценовые отложения, представленные в крымских фациях, прослежены на востоке до широты с. Степановки, на западе — до широты г. Кишинева.

Осадки верхнего эоцена распространены повсеместно. В составе их выделяются три обычных для киевского яруса стратиграфических горизонтов. Состав заключающейся в них фауны смешанный. Обращает на себя внимание присутствие в них раковинок фораминифер, принадлежащих видам, свойственным осадкам киевского яруса Днепровско-Донецкой впадины.

Отложения олигоцена в восточной части Причерноморской впадины выражены мощной толщей пород, которая по своему петрографическому составу, порядку напластования и характеру организмов является совершенно аналогичной майкопской свите Крымского полуострова. Необходимо отметить большое сходство фауны нижнего горизонта этой толщи с фауной хадумского горизонта майкопа и нижней части харьковского яруса кристаллического массива. В местности, располагающейся к западу от долины р. Южный Буг, отложения харьковского яруса характеризуются весьма небольшими мощностями.

Следует также отметить более высокое гипсометрическое положение осадков палеогена в долине р. Южного Буга и замещение в этом районе мергельной фации киевского яруса — песчанистой, глауконитовой. По-видимому, это явление связано с существованием здесь поперечного поднятия древних пород, замыкающего глубокую депрессию Восточного Причерноморья с запада.

В свете всего изложенного выше общий ход геологических событий, совершившихся в нижнетретичную эпоху на территории Украинского Причерноморья, представляется следующим образом. В палеоэоценовое и нижнеэоценовое время данная территория представляла собой сушу. Берег палеогенового моря проходил в это время, по-видимому, несколько севернее Сивашей. В конце нижнего эоцена начинаются значительные опускания в области южных склонов кристаллического массива, где в связи с этим создаются условия, благоприятствующие накоплению песчано-глинистых угленосных и лимнических пород.

В начале среднего эоцена испытывает интенсивные погружения не только кристаллический массив, но и южный край Подольской плиты. На востоке море в это время достигает района с. Степановка—с. Федоровка—с. Шестерня. На западе оно покрывает обширные пространства в пределах юго-западной части УССР и МССР; береговая линия его в это время проходит несколько севернее г. Кишинева—с. Унгены. На смежных участках кристаллического массива с этим временем связано накопление лимнических угленосных толщ. Кристаллический массив и донецкий кряж сплошным барьером отделяют в среднем эоцене крымское море от моря, покрывающего Днепровско-Донецкую впадину.

Верхний эоцен является временем максимальной для палеогена трансгрессии моря. Под воду уходит вся территория Причерноморской впадины, южная часть Подолии и кристаллического массива и в том числе область накопления лимнических среднеэоценовых отложений. Через образовавшуюся в это время вследствие глубокого опускания кристаллических пород так называемую Запорожскую котловину устанавливается связь между Крымским морем и морем, простирающимся на севере в пределах Днепровско-Донецкой и Северо-Донецкой впадин. Резкая смена режима, происшедшая в этих впадинах в связи с проникновением туда теплых вод Крымского бассейна, привела к накоплению там сравнительно глубоководных карбонатных пород: мергелистых глин и мергелей с весьма характерной фауной моллюсков и фораминифер смешанного состава.

С нижним олигоценом связано постепенное обмеление моря и сокращение его размеров. Повсеместно на мергелистые породы ложатся более мелководные песчаные, глауконитовые осадки харьковского яруса. К концу олигоцена море сохраняется только в пределах Восточного Причерноморья, где оно существует до начала нижнего миоцена, когда на всей описываемой территории устанавливается континентальный режим, сохранившийся вплоть до начала 2-го средиземноморского века.

Палеогеновые отложения Волыно-Подольской плиты

На обширной площади Волыно-Подольской плиты палеогеновые отложения известны только в двух относительно небольших районах: в бассейне левых притоков р. Днестра — Лядавы и Мурафы, и в бассейне р. Горынь. При более ранних исследованиях эти отложения обычно смешивались с сеноманскими (Бледе, V. Bloede, 1841) и относились к верхнему мелу. С выявлением палеогеновых отложений в бассейне среднего течения р. Днестра их стали относить также к палеогену.

Наиболее хорошо изучены нижнетретичные отложения в окрестностях г. Шаргорода, по склонам правых притоков р. Мурафы — рр. Мурашки и Лозовой. Их палеогеновый возраст установлен был в 1927 г. Р. Р. Выржиковским (1929б). В последние годы эти осадки изучались Т. Ф. Евсеевым (1948) и М. Н. Ключниковым (1946). В долине р. Лядавы нижнетретичные отложения исследовались Е. М. Матвиенко (1946б), которой и принадлежит честь их открытия, а затем М. Н. Ключниковым (1946).

Выявление палеогеновых отложений в бассейне р. Днестра представило огромный интерес. До этого в геологической литературе прочно укоренилось мнение о том, что вся территория Подольского Приднестровья представляла собой в нижнетретичное время сушу. Находки на западном склоне Подольского плато морских палеогеновых отложений и при этом, как мы увидим ниже, в тех же фациях, в каких они развиты в восточных районах УССР, значительно изменили прежние представления о палеогеографии палеогеновой эпохи этой области. Наметилось существование здесь ряда глубоких заливов, врезавшихся в пределы Волыно-Подольской плиты с запада и с севера, и установлена прямая связь между карпатским палеогеновым морем и морями, покрывающими области современного Причерноморья и Днепровско-Донецкой впадины.

Большой интерес представляет присутствие среди моллюсков, обнаруженных в палеогеновых отложениях окрестностей г. Шаргорода, наряду с видами, широко распространенными в восточных районах УССР, видов — типичных карпатских.

Таблица 119

Состав палеогеновых отложений Причерноморской впадины и смежных районов

Стратиграфические подразделения	Крым	Присивашский район	Западная часть впадины (к западу от р. Ю. Буга)	Восточная часть впадины
Неоген	Известняки, глины и пески 2-го средиземноморского яруса, нижнего и среднего сармата			
Олигоцен	Песчано-глинистые, глауконитовые, зеленовато-серые породы (майкопская свита)		Глауконитовые пески, глауконитовые зеленовато-серые, бескарбонатные глины	
Верхний эоцен	Зеленовато-серые мергелистые глины с фораминиферами, спикулами губок и радиоляриями. Песчанистые мергели, переходящие в известковистые песчаники с моллюсками и нуммулитами (водораздел р. Южный Буг—р. Днестр)			
Верхний эоцен	Зеленовато-серые мергели, книзу переходящие в светлые мергели с фауной планктонных фораминифер			
	Глауконитовые пески с нуммулитами и моллюсками			
Средний эоцен	Крупнонуммулитовые известняки и мергели	Известняки, песчаники, реже мергели с крупными нуммулитами	Песчано-глинистые и угленосные отложения лимнического происхождения	
Нижний эоцен	Темно-серые мергели с мелкими нуммулитами	?	?	Песчано-глинистые и угленосные отложения лимнического происхождения
Палеоцен	Плотные мергели и кристаллические известняки	?	?	

На р. Лядаве палеогеновые отложения выходят на дневную поверхность в правом ее берегу, у южного края с. Ялтушкова, около плотины пруда. Здесь обнажаются глауконитовые, серовато-зеленые, тонкозернистые пески, нижнему горизонту которых подчинены крупные, конкреционного происхождения, глыбы песчаников. Песчаники светло-зеленовато-серые, бескарбонатные, легкие, опоковидные. При высыхании они сильно светлеют теряют в весе. Невооруженным глазом в них различимы: зернышки глауконита, чешуи слюды, многочисленные спикулы губок или пустоты от выщелоченных спикул, ядра и отпечатки пелеципод. Среди последних М. Н. Ключниковым были установлены: *Ostrea cf. prona* Wood., *Pecten* sp. ind. (ребристый), *Pecten corneus* Sow., *Spondylus* sp. ind., *Cardita* sp. ind.

Песчаник довольно плотный. Отдельные его глыбы содержат сливные кремнистые ядра. Общая мощность слоя песчаника — 1—1,2 м.

Стратиграфически ниже следует пласт плотной, зеленовато-серой слюдистой глины, в верхних слоях бескарбонатной, ниже — слабо вскипающей с соляной кислотой. По данным Е. М. Матвиенко (1946б), ниже этой глины буровыми скважинами здесь была обнаружена сильно известковистая глина, содержащая богатую фауну фораминифер, обычных для киевского яруса. О. К. Каптаренко-Черноусова, изучавшая образцы этой глины, установила в ней *Haplophragmoides glomeratum* Brady, *Clavulina cyclostomata* Gall. et Morr., *Boltvina reticulata* Hantk., *Uwigertina asperula* Czjz., *Cassidulina globosa* Hantk., *Globorotalia peutacamerata* (Sam.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Discorbis orbicularis* Terq.

Трепеловидные песчаники и глауконитовые пески распространены вдоль берега р. Лядавы на значительном протяжении. По сообщению Е. М. Матвиенко, они были пройдены при сооружении колодца в с. Верховке, расположенном ниже с. Ялтушкова, в с. Марьяновке и других пунктах. Подстилаются эти отложения мергелистыми глинами, в основании которых лежат каолинизированные породы докембрия.

В окрестностях г. Шаргорода выходы палеогеновых отложений известны в ряде пунктов. Крайней северной точкой, где констатированы эти отложения, является с. Роскошь, расположенное по р. Мурашке, в 4 км к северу от г. Шаргорода. Развитые здесь белые опоковидные песчаники внешне совершенно схожи с песчаниками окрестностей с. Ялтушкова. Залегают они сплошным пластом мощностью до 10 м (Выржиковский, 1929б). Покрываются теми же зеленовато-серыми глауконитовыми песками, в верхних слоях сыпучими, средне- и крупнозернистыми, в нижних тонкозернистыми и мучнистыми.

Лучшие выходы песчаника находятся у с. Роскоши, где когда-то были его разработки, затем около северного края с. Шестаковки, на правом берегу р. Мурашки возле Шаргородской слободы, в пределах самой слободы, в урочище Скеля, по р. Лозовой, в районе Ивашковских хуторов, у хутора Низки и с. Хреновки, на р. Немии и в других местах. Подстилаются песчаники каолинизированными гранитами. Кое-где в углублениях поверхности гранитов между ними и песчаниками сохранились линзы мелкозернистого глауконитового песка, слабо вскипающего с соляной кислотой и относящегося, по-видимому, к более древним образованиям палеогенового времени.

Следует отметить, что вообще нижнетретичные отложения в бассейне р. Мурафы сохранились лишь в виде небольших останцев, приуроченных к углублениям в поверхности докембрийских пород, что, по-видимому, и предохранило их от последующих размывов. Покрываются породы палеогена известняками среднего сармата. В основании этих последних развит слой галечника или конгломерата.

Состав фауны опоковидных песчаников окрестностей г. Шаргорода достаточно разнообразен. Наиболее богатый окаменелостями выход этих песчаников из числа известных в бассейне р. Мурафы находится по р. Лозовой около Ивашковских хуторов, в 4 км западнее г. Шаргорода.

В шаргородских песчаниках М. Н. Ключниковым были обнаружены: ядра и отпечатки моллюсков, многочисленные остатки мшанок из отр. *Cyclostomata*, спикулы губок, которые иногда буквально переполняют породу, остатки рыб (Ключников, 1946).

Фауна моллюсков характеризуется следующими формами: *Pectunculus* cf. *obovatus* Lamk., *Meretrix regularis* Slodk., *Cardita domgeri* Sok., *Meretrix* cf. *incrassata* Sow., *Crassatella koeneni* E. Vinc. var. *ukrainica* Slodk., *Phacoides (miltha) contortus* Defr. var. *ukrainica* Klucz., *Lucina (Divaricella)* aff. *bourdoti* Cossm., *Panopaea* cf. *heberti*

Desh., *Spondylus* cf. *septemcostatus* Siodk., *Spondylus* ex gr. *tenuspina* Sandb., *Pecten corneus* Sow., *Pecten bellicostatus* Wood., *Ostrea prona* Wood., *Voluta* aff. *elevata* Sow., *Mesalia fasciata* Lamk., *Nautilus* sp. ind. (крупные ядра). В составе фауны преобладают нижнеолигоценные формы. Большинство из них относится к числу широко распространенных в опоковидных и кремнистых песчаниках нижнего горизонта харьковского яруса кристаллического массива — окрестности с. Шаулихи (р. Горный Тикич), с. Цыбулево (р. Ингулец), с. Тишковка (р. Синюха) и других местах. С песчаниками харьковского яруса шаргородские песчаники сближает также обилие остатков устриц (*Ostrea prona* Wood.), многочисленные мшанки *Ceripora serpens* Eidw., масса спикул губок.

Интересным обстоятельством является присутствие в составе данной фауны ряда форм, общих с палеогеновыми отложениями Восточных Карпат. К числу таковых относится: *Meretrix incrassata* Sow., установленный в темных глинах попельской свиты (бартон-тонгрий) района с. Н. Верegli, Закарпатской области, *Scalaria* и *Divarticella baurdott* Cossm., характерные для поляницкой свиты Восточных Карпат.

Глауконитовые пески, покрывающие и подстилающие опоковидные песчаники в окрестностях г. Шаргорода, палеонтологически немы.

Подводя итоги, следует прийти к выводу, что в бассейне рр. Мурафы и Лядавы палеогеновые отложения представлены: 1) харьковским ярусом, нижнюю часть которого, как и на смежных участках кристаллического массива, слагают опоковидные и кремнистые песчаники, а верхнюю — глауконитовые пески и 2) киевским ярусом, выраженным бескарбонатными и слабоизвестковистыми глинами и подстилающими их известковистыми фораминиферовыми глинами. Состав самой нижней части киевского яруса не выяснен.

В качестве мелководных дериватов мергелистых глин следует, по-видимому, рассматривать глауконитовые, слабоизвестковистые пески, лежащие в основании опоковидных песчаников харьковского яруса в бассейне р. Мурафы.

О нижнетретичных отложениях бассейна р. Горыни имеется немного данных. Открытию их здесь мы обязаны А. К. Гедройцу (1886), который обнаружил и отнес к палеогену серию глауконитовых песков, обнажающихся в склонах р. Горыни, у с. Городец и на участке между сс. Домбровицы и Городницей, а также толщу таких же песков, встреченных при рытье колодцев на ст. Волчьа и в Александрии. По сообщению А. К. Гедройца, пески эти в нижних слоях являются очень глинистыми и слюдястыми и содержат иногда (с. Домбровицы) мелкие кусочки янтаря, напоминая «синюю землю», распространенную около г. Калининграда.

Несколько позже П. А. Тутковский (1897) обнаружил в карьере у кирпичного завода с. Бережницы, под толщей зеленых глинистых глауконитовых песков, пласт желтовато-белого однородного мучнистого мергеля, содержащего, как это показали дальнейшие исследования, обильную фауну фораминифер, радиолярий и остракод, обычных для спондиловых глин бассейна р. Днепра. Глауконитовые пески были сопоставлены П. А. Тутковским с харьковским ярусом, а нижележащие мергелистые глины — с киевским ярусом днепровского разреза.

Последующими работами П. А. Тутковского (1902а), Ст. Малковского (St. Malkowski, 1927, 1931б), А. Мазурека (A. Mazurek, 1936) и Я. Самсоновича (J. Samsonowicz, 1939а), а затем О. К. Каптаренко-Черноусовой (1939а) и Л. Г. Ткачука (1948) было установлено широкое распространение нижнетретичных отложений на всем участке среднего.

течения р. Горыни, от места ее слияния с р. Случь, до г. Ровно. Особенно много данных об этих отложениях принесли исследования П. А. Тутковского, которые совпали с выполняемыми в это время широкими буровыми работами на трассе строящейся железной дороги — г. Киев—г. Ковель, а также бурением многочисленных скважин, произведенным Волынским губернским земством, в связи с проблемой осушения Полесских болот.

В результате этих исследований глауконитовые пески, переходящие в нижних слоях в глауконитовые песчанистые глины и песчаники, были обнаружены в окрестностях ст. Маневичи, ст. Сарны, ст. Любомирская, сс. Домбровицы, Глушицы, Любиновичи, затем севернее г. Ровно в районе сс. Булька Хлопска, Вороновка, Яновка, между г. Костоподем и с. Немовичами, у сс. Поляна и Печаловка, дальше у с. Гуты Степановской, в районе с. Яновой Долины, у г. Кричильска, возле с. Вербче, около с. Борци, у ст. Антоновка, у сс. Гутвина, Мирзна и т. д. Залегают палеогеновые отложения в виде небольших «останцев», подчиненных углублениям в поверхности дотретичного ложа. Покрывающими породами служат четвертичные суглинки или сохранившиеся кое-где от последующих размывов белые и желтые кварцевые пески с «караваими» кремнистого песчаника, заключающего остатки ископаемых растений (сс. Гутвин, Мирзна, Каменная Гора). Мощность глауконитовых песчаных пород варьирует от 1,5 м (с. Янова Долина) до 20,1 м (ст. Маневичи).

В окрестностях с. Бережницы, а также у сс. Вороновки, Яновки и Вульки Хлопской Людвипольского района, у с. Закружье Клесовского района, в составе палеогеновых отложений установлен пласт белого мергеля. У сс. Гутвина и Мирзны, в нижнем слое глауконитового палеогенового песка, покоящегося здесь на размытой поверхности нижнего мела, встречены стяжения песчанистого фосфорита.

Сведения о фаунистических остатках, встречающихся в описываемых отложениях, скудны. П. А. Тутковский (1901) и О. К. Каптаренко-Черноусова (1939а) в мергеле киевского яруса бассейна р. Горыни обнаружили довольно богатую фауну фораминифер, свойственных мергелям районов кристаллического массива и Днепровско-Донецкой впадины. Наиболее часто встречающимися здесь формами, по заключению О. К. Каптаренко-Черноусовой, являются *Haplophragmoides glomeratum* Brady, *Clavulina cyclostomata* Gall. et Mor., *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Robulus calcar* (Linné), *Globulina gibba* d'Orb., *Bolivina reticulata* Hantk., *Uwigerina tenuistriata* Reuss., *Eponides tenera* (Brady), *Eponides budensis* (Hantk.) и др.

В песчаном «рухляке», лежащем в основании глауконитовых песков в правом берегу р. Горыни, несколько выше с. Бережницы, П. А. Тутковским были обнаружены ядра моллюсков, которые, однако, определены не были.

А. Мазурек (1936), производивший геологическую съемку листов «Костополь» и «Бережне», встретил в окрестностях сс. Антоновки и Груды, выше глауконитовых песков, лежащих здесь на туронском мелу, пласт белого, рыхлого известняка, вверху чистого, внизу песчанистого и глауконитового, содержащего многочисленные раковины моллюсков, отнесенные им к олигоцену. Такие же известняки обнаружены были А. Мазуреком близ сс. Поляны и Печаловки, к северо-востоку от г. Костополя. Описание этой фауны осталось, к сожалению, неопубликованным. В окрестностях с. Борок, около с. Гуты Степановской, в глауконитовых песках обнаружен янтарь.

В свете приведенных выше данных общий порядок напластования палеогеновых отложений в бассейне р. Горыни представляется следующим.

Верхнюю часть палеогена здесь составляют белые и желтые кварцевые пески, которые могут быть сопоставлены с песками полтавской свиты восточных областей. Ниже следуют глауконитовые пески харьковского яруса. В нижних слоях их попадаются конкреции песчаников с фауной моллюсков и прослой глауконитовой глины. Еще ниже лежит известковистая глина с микрофауной киевского возраста. Она занимает, по-видимому, наиболее пониженные участки дотретичного рельефа, а в сторону поднятий замещается бескарбонатными глауконитовыми глинами и глинистыми глауконитовыми песками. В районе ст. Маневичи в основании глауконитовых палеогеновых песков была встречена залежь черной углистой глины и глинистого бурого угля. Возможно, что эти породы являются аналогом буроугольных слоев восточного и южного склонов кристаллического массива.

Таким образом, палеогеновые отложения бассейна р. Горыни обнаруживают полное сходство как по своему петрографическому составу, так и по порядку напластования с палеогеновыми отложениями южного и восточного склонов кристаллического массива. Можно, следовательно, предположить, что нижнетретичное море, омывавшее западный склон Вольно-Подольской плиты, соединялось с морем, располагавшимся в пределах Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин. Трансгрессия палеогенового моря в пределы плиты наступила, по-видимому, в начале киевского века.

К западу и юго-западу от долины р. Горыни, в бассейне р. Западного Буга и левобережных притоков р. Днестра палеогеновые отложения неизвестны. Условно к ним могут быть отнесены лишь зеленые глауконитовые пески, лежащие в подошве миоценовых отложений в районе с. Потыличи, к северо-западу от г. Львова, обнаруживающие большое минералого-петрографическое сходство с глауконитовыми песками киевского яруса восточных районов УССР. Это предположение некоторым образом подтверждается широким распространением глауконитовых палеогеновых песков на относительно небольшом расстоянии от с. Потыличи в смежных районах Польской народной республики (в низменности рр. Сана и Западного Буга).

Возможно, что глауконитовые пески с. Потыличи являются осадками морского залива, который вдавался в пределы Подольского плато с севера, со стороны морского бассейна, покрывавшего в киевское время Польскую низменность.

ПАЛЕОГЕН — НЕОГЕН

Введение

На территории Украинского кристаллического массива, Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины широко развита толща кварцевых песков, содержащая линзы и линзовидные пласты глин, реже песчаников; подстилается она большей частью глауконитовыми песками харьковского яруса и реже более древними образованиями, вплоть до кристаллических пород докембрия; в кровле ее залегают пестрые глины.

Изучение толщи этих песков начато еще в прошлом столетии. Сведения о них мы находим в работах Н. А. Барбот-де-Марни (1869б, 1871), К. М. Феофилактова (1872, 1879), А. В. Гурова (1888), В. А. Домгера (1884, 1902), Н. А. Соколова (1893), П. Я. Армашевского (1903а), А. А. Борисяка (1905), В. Н. Чирвинского (1928, 1931), Д. Н. Соболева (1931), В. Г. Бондарчука (1931).

Систематические исследования отложений толщи песков начались в 1936 г. Н. В. Пименовой (1936, 1937, 1939а, 1939б, 1941а, 1941б, 1954) и продолжались Я. М. Ковалем (1939, 1940), Л. И. Карякиным (1938), Н. А. Ремезовым (1936, 1940, 1955а, б), а в период с 1945 по 1949 г. О. В. Крашенинниковой и И. Е. Слензаком. Изучением этих же отложений занимались и занимаются в настоящее время сотрудники Украинского геологического управления, «Укрвостокнефтеразведки» и других учреждений.

Новые данные об условиях образования и возрасте этой песчаной толщи опубликованы в работах Н. Н. Карлова (1953), И. К. Усенко (1955) и Н. А. Ремизова (1955а, б).

На протяжении всей истории геологического изучения этой толщи вопрос о возрасте ее был дискуссионным и в настоящее время остается таковым. По этому вопросу в многочисленной литературе существует три совершенно различных точки зрения. Так, А. В. Гуров (1888) толщу песков и жерновых песчаников отнес к неогену, точнее — к сарматскому и, отчасти, понтическому ярусам. Н. А. Соколов (1893), наоборот, эту же песчаную толщу отнес к палеогену, выделив ее в полтавский ярус олигоцена. Пестрые глины Н. А. Соколов относил к образованиям усыхающего олигоценового моря.

Точка зрения Н. А. Соколова в свое время получила широкое признание и почти полвека в стратиграфическом расчленении третичной толщи выделялся полтавский ярус олигоцена, к которому относилась песчаная и песчано-глинистая толща, залегающие в кровле глауконитовых песков харьковского яруса под горизонтом пестрых глин. Кроме того, к полтавскому ярусу многие исследователи относили немую толщу кварцевых песков третичной толщи в том случае, если она залежала на отложениях разного возраста, но древнее харьковского яруса. И в настоящее время многие геологи придерживаются точки зрения Н. А. Соколова, выделяя в третичной толще полтавский ярус.

Однако работами Н. В. Пименовой (1936, 1941а, 1941б) установлено, что песчаная толща полтавского яруса на всей территории ее распространения в пределах Украинского кристаллического массива, Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины не является одновозрастной: в составе ее по флоре установлено наличие отложений не только палеогена, но и неогена, начиная от нижнего и кончая верхним миоценом. В связи с этим Н. В. Пименова высказала мнение, что отнесение описываемой толщи к полтавскому ярусу олигоцена является ошибочным и что вернее выделять эту песчаную толщу не как ярус, а как свиту.

Исследованиями последних лет представление о разном возрасте отдельных горизонтов этой толщи и о наличии в составе ее преимущественно неогеновых отложений подтверждается все больше и больше. Поэтому нами принята точка зрения Н. В. Пименовой и в стратиграфической схеме третичной толщи выделена полтавская свита, охватывающая частично отложения палеогена и неогена (эоцен (?) — олигоцен—миоцен).

Нерасчлененные отложения палеогена—неогена (полтавская свита), по данным Украинского геологического управления имеют широкое распространение в пределах Украинского кристаллического массива, и в некоторой мере отличаются от отложений той же свиты Днепровско-Донецкой впадины, где они преимущественно изучались геологами «Укрвостокнефтеразведки».

О. В. Крашенинникова посвятила целый ряд работ вопросу о генезисе и возрасте отложений полтавской свиты, горизонта пестрых глин и более молодых песчано-глинистых образований Днепровско-Донецкой

впадины. Ею же обобщены данные всех исследований, в результате чего произведено детальное стратиграфическое расчленение отложений полтавской свиты, а также всей вышележащей толщи глин вплоть до горизонта бурых глин в Днепровско-Донецкой впадине.

Необходимо отметить, что почти на всей территории распространения полтавской свиты в пределах Днепровско-Донецкой впадины О. В. Крашенинникова песчаную и песчано-глинистую толщу целиком относит к неогену. Только в отдельных пунктах она выделяет в кровле глауконитовых песков харьковского яруса белые мелкозернистые слюдистые пески мощностью до 10—15 м, относя их к олигоцену и обозначив индексом Pg_3pt , который ранее был принят для полтавского яруса в стратиграфической схеме Н. А. Соколова. Приведенное в настоящем томе расчленение неогена, выделенного О. В. Крашенинниковой в составе полтавской свиты Днепровско-Донецкой впадины, палеонтологическими данными не обосновано, а поэтому его следует считать условным, требующим уточнения в процессе дальнейших геологических исследований.

В настоящем разделе «Палеоген—неоген» мы приводим описание полтавской свиты и толщи пестрых глин Украинского кристаллического массива, а в разделе «Неоген» помещено описание полтавской свиты и пестрых глин Днепровско-Донецкой впадины.

Полтавская свита в пределах Украинского кристаллического массива

Отложения полтавской свиты занимают обширную площадь в пределах Украинского кристаллического массива, покрывая не только его склоны, но и его возвышенную Днепровско-Бугскую часть, охватывающую верховья р. Южного Буга и бассейны его левобережных притоков, а также бассейны правобережных притоков р. Днепра. Кроме того, отложения полтавской свиты развиты в узкой полосе северо-западного и северного склонов Приазовской части кристаллического массива и частично в Конско-Ялынской впадине (прогибе), разделяющей днепровско-бугскую и приазовскую части Украинского кристаллического массива.

Согласно данным исследований, выполненных за время 1939—1940 и 1945—1954 гг. (Вадимов, Козловская, Коровниченко, Матвиенко, Махинин, Перельштейн, Фурса и др.), сплошной покров отложений полтавской свиты на большой территории расчленен современной довольно густой речной и частично балочной сетью. Распространение описываемых отложений носит островной характер, что особенно наблюдается в северной части Украинского кристаллического массива.

На участке наиболее высокого гипсометрического положения поверхности кристаллического фундамента отложения полтавской свиты залегают непосредственно на докембрии, а в более пониженных участках поверхности этого же фундамента они чаще всего подстилаются отложениями харьковского яруса палеогена и значительно реже более древними третичными отложениями. Следует обратить внимание на тот факт, что в одних случаях наблюдается резкий контакт отложений полтавской свиты с отложениями харьковского яруса, в других же случаях такой контакт отсутствует. В кровле отложений полтавской свиты залегают пестрые глины.

Мощность пород полтавской свиты на всей территории их распространения в пределах Украинского кристаллического массива колеблется от 0 до 50 м и редко до 60 м. Минимальные мощности от 0 до 10 м и редко до 19 м обычно приурочены к наиболее возвышенным, а мак-

симильные — к наиболее пониженным участкам кристаллического фундамента в области распространения отложений полтавской свиты. Это наблюдается как для днепровско-бугской, так и для приазовской частей кристаллического массива.

Литологически отложения полтавской свиты представлены песками с подчиненными им песчаниками и глинами. Изучены они весьма неравномерно и неполно в связи с тем, что в многочисленных обнажениях прослеживаются только отдельные горизонты всей их толщи, а там где они залегают глубоко, при механическом бурении, изучение их затруднялось весьма низким выходом керна.

Благодаря этому в литературе мы находим различные высказывания о генезисе и возрасте так называемых «полтавских» песков и песчаников. Н. А. Соколов (1893) и многие другие считали эти отложения морскими; А. Н. Криштофович (1912а), В. Д. Ласкарев (1914а, б, в), Н. В. Пименова (1939а) и другие относили их к отложениям континентальным, а Г. Ф. Лунгерсгаузен (1939а) высказал такое мнение: «... полтавский ярус является отложением своеобразной береговой равнины, образованной прибрежно-морскими и континентальными песками в процессе деградации, свертывания морей и наступления суши на море...». Это мнение нам кажется наиболее близким к истине.

Результаты наших исследований в совокупности с литературными данными говорят о том, что на территории Украинского кристаллического массива в составе полтавской свиты присутствуют отложения морской и континентальной фаций. В настоящий момент мы не располагаем данными, на основании которых можно было бы наметить границы распространения отдельных фациальных разновидностей пород, но все же можно отметить, что в составе отложений полтавской свиты морские фации преобладают в районе наиболее низкого гипсометрического положения их, что тесно связано с гипсометрическим положением поверхности кристаллического фундамента и очертаниями береговых линий палеогеновых и неогеновых морей. Это наблюдается в приднепровской части кристаллического массива и на его склонах к Днепровско-Донецкой и к Причерноморской впадинам. Континентальные отложения развиты в районах, где кристаллический фундамент приподнят более высоко и отложения полтавской свиты залегают в большинстве случаев непосредственно на кристаллических породах, но это не исключает залегания их и на третичных отложениях морской фации харьковского яруса.

Континентальные фации полтавской свиты развиты в северной части — на Волыни и средней части Украинского кристаллического массива — в верховье р. Южного Буга и в верховье его левых притоков первого, второго и третьего порядка. На Волыни нижняя часть отложений полтавской свиты состоит из каолинистых глин (1,5—2 м), а верхняя — из белых, иногда пестроокрашенных преимущественно мелкозернистых каолинистых песков (4—4,5 м), связанных постепенным переходом с кроющими их пестрыми глинами в тех местах, где последние сохранились от четвертичного размыва. В направлении к югу и к юго-востоку одновременно с понижением отметок поверхности докембрия мощность песков увеличивается; в нижней части полтавской толщи вместо глин залегают кварцитовидные песчаники, иногда с растительными остатками. В тех местах, где пески размывы, в долинах рек левобережья Тетерева (рр. Ирша, Иршица и др.), песчаники образуют выходы на дневную поверхность в виде сглаженных глыб.

В этих районах Г. М. Коровниченко в составе полтавской свиты выделяет три горизонта: нижний, средний и верхний. Нижний горизонт, залегающий непосредственно на коре выветривания кристаллических по-

род докембрия, литологически представлен слоем кремнистых песчаников с растительными остатками, иногда с включениями верхнемеловых кремней, песками и каолиновыми глинами, а также вторичными каолинами. Все эти породы в горизонтальном направлении замещают друг друга и весьма невыдержаны по мощности (0—3—5 м). Наиболее выдержанными являются кремнистые песчаники, в составе которых преобладают мелкие кварцевые зерна, и встречаются крупные неокатанные зерна и обломки кварца. Средний горизонт полтавской свиты представлен преимущественно белыми, иногда пестрыми, пятнистыми, в нижней части буровато-серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми, слегка каолинистыми песками мощностью от 10 до 15 м, иногда и до 30 м. В нижней части этих песков встречаются углистые пески и маломощные прослои бурых углей.

Верхний горизонт полтавской свиты в этом районе представлен пестрыми песками, связанными постепенным переходом с горизонтом пестрых глин. Мощность его 2—3 м. К нему приурочены прослой железистого песчаника. В верховье притоков р. Южного Буга (Горный и Гнилой Тикич) континентальные отложения полтавской свиты достигают мощности 20—40 м. В разрезе их наблюдаются белые, местами зеленоватые и серовато-зеленые кварцевые, преимущественно мелкозернистые пески, в нижней части толщи содержащие прослой бурых углей и углистых глин; иногда в верхней части толщи песков встречаются замещающие друг друга по простиранию прослой кремнистых, глинистых и известковистых песчаников. По р. Горному Тикичу в районе сс. Виноград, Лысянка, Петровская и др. верхняя часть толщи песков замещается серо-зеленоватыми и коричневатыми восковидными глинами бейделлит-монтмориллонитового состава с тонкими прослоями (до 0,5 м) известняков, местами с харовыми водорослями и остракодами. Мощность глин достигает 8—10 м. Восточнее, в левобережной части бассейна р. Южный Буг, в бассейнах рр. Росси, Тясмина, Омельника развита полтавская свита, сложенная песками мощностью от 25 до 40—55 м и редко более. Здесь уже в низах полтавской свиты появляется, очевидно, и морская фация. А. Н. Козловская отмечает ряд пунктов (сс. Орловица, Свинолуповка, Турия), где наблюдается постепенный переход белых песков полтавской свиты в зеленые глауконитовые пески харьковского яруса.

Одновременно в других пунктах этим же автором отмечен резкий контакт белых кварцевых песков с зелеными глауконитовыми песками, выраженный крупнозернистыми песками, залегающими в подошве белых мелкозернистых (с. Вербовец) и наличием прослоя бурого угля (в скважине с. Кисилевка).

Прослой крупнозернистого песка и гравия в основании песков полтавской свиты нами наблюдались по р. Росси (сс. Бородаевка, Бороданы), а также по правому берегу р. Днепра, в районе г. Киева. В основании полтавской свиты в с. Арсеньевке непосредственно на коре выветривания докембрия встречен кремнистый песчаник с растительными остатками. Это подтверждает наличие в низах полтавской свиты континентальной фации на отдельных более возвышенных участках кристаллического фундамента.

Пески полтавской свиты большей частью белые, мелко- и тонкозернистые, часто имеют пеструю окраску. В верхней части их толщи также встречаются песчаники. По р. Тясмину и Омельнику в средней части толщи песков встречаются железистые, иногда конгломератовидные песчаники и глины. Очень часто, особенно в верхней части толщи, эти пески

бывают глинистыми. Глинистое вещество состоит из каолинита. Глины, залегающие линзовидными пластами в песках полтавской свиты, по данным В. А. Махилина, также состоят из каолинита. Наряду с этим изредка встречается глина «опоковидная» монтмориллонитового состава. Аналогичная песчаная толща полтавской свиты распространена и южнее, вплоть до устья р. Самоткани.

Интересно отметить, что к югу от г. Кременчуга в районе с. Попельнастого в основании мелкозернистых полтавских песков на первичных каолинах в 1955 г. скважиной пройден детритусовый известняк. К сожалению, состав этого детритуса еще не изучен.

В приазовской части кристаллического массива и частично в Конкско-Ялынской впадине песчаная толща полтавской свиты весьма неоднородна. В ней преобладают разнородные по составу и зернистости (то мелко, то разнозернистые) пески, кварцитовидные и железистые песчаники и крупные линзы вторичного каолина. Мощность колеблется от 0 до 15—20 м. В состав ее входят прибрежно-морские и континентальные отложения.

Отложения полтавской свиты в пределах Украинского кристаллического массива большей частью являются немymi; в отдельных, довольно редких пунктах в них захоронены растительные остатки, главным образом отпечатки листьев и веток — в песчаниках, реже в бурых углях, а также пыльца — в углистых песках. Только в 1955 г. на склоне Украинского кристаллического массива, у борта Днепровско-Донецкой впадины, вблизи г. Киева, в нижней части полтавских песков найдена фауна.

Данные о возрасте отложений полтавской свиты, в частности о возрасте песчаников с растительными остатками, находим в работах П. И. Шмальгаузена (1884), П. Я. Армашевского (1889), М. Н. Миклухо-Маклая (1890), П. А. Тутковского (1911), И. В. Палибина (1901, 1930), А. Н. Краснова (1911), А. Н. Криштофовича (1912а, б, 1933), В. Д. Ласкарева (1914а), Д. Я. Персидского (1925), Я. Ф. Лепченко (1929) и Н. В. Пименовой (1937, 1939а), составившей монографическое описание флоры песчаников правобережной части Украинского кристаллического массива, а также в работах более поздних исследователей. Всеми этими авторами в песчаниках установлено наличие остатков вечнозеленых субтропических флор палеогена, которые А. Н. Криштофович назвал «полтавскими».

Остатки вечнозеленых флор разновозрастны: одни из них более характерны для эоцена, другие — для олигоцена. Так, песчаники с *Sequoia* sp. нижнего горизонта полтавской свиты в бассейне р. Ирши (район г. Володарска-Волинска) возможно стратиграфически принадлежат тому горизонту песчаников с. Волянщины по р. Ирше, которые Ф. А. Станиславский отнес к эоцену, сопоставив его по флоре с отложениями бучацкого яруса с. Екатеринополя (левобережная часть бассейна р. Южного Буга). В углистых песках полтавской свиты северной части кристаллического массива по данным Г. М. Коровниченко вблизи с. Дворище лабораторией АН СССР в 1945 г. определена пыльца в основном листопадной миоценовой флоры, среди которой преобладают сережкоцветные *Betula* и *Corylus*, а в небольшом количестве встречена пыльца. *Picea*, *Pinus*, *Alnus*, *Salix*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Acer*, *Nissa*, *Rhus*, *Ilex*, *Carpinus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Castanea*, *Cruciferae* и др. Необходимо отметить, что многие из названных родов растений встречаются не только в миоцене (сарматском ярусе), но и в палогене. Возраст песков, описанных Г. М. Коровниченко, таким образом, пока остается проблематичным.

В бассейне р. Тясмина вблизи с. Юрчиха в 1947 г. нами найдена флора в песчаниках, среди которой А. Н. Криштофович определил *Taxodium distichum* Rich., *Laurus* sp., *Andromeda protogaea* Ung., высказав мнение о возможной принадлежности пород, содержащих эту флору, к континентальной (пресноводной) фауны харьковского яруса (нижний олигоцен). Более молодая среднеолигоценовая (тонгрийского яруса) флора описана Н. В. Пименовой (1939а) в с. Арсеньевке по р. Большой Выське: *Sabal haeringiana* (Ung.) Schimp., *Myrica pseudohaeringiana* sp. nov., *Dryophyllum cutticellense* (Wat) Sap.

В прослоях бурых углей нижнего горизонта в бассейне р. Гнилого Тикича, в с. Шестеринцах, Н. В. Пименовой (1939а) определена значительно более молодая смешанная (с теплолюбивыми формами) преимущественно листопадная флора, отнесенная уже к нижнему миоцену (аквитану). Среди этой флоры определено 16 видов: *Salvinia mildeana* Goer., *Glyphostrobus europaeus* Hr., *Taxodium distichum miocenum* Ung., *Phragmites oeningensis* Hr., *Gannophyllum* sp., *Alnus* sp., *Populus* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Laurus primigenia* Ung., *Laurus princeps* Hr., *Cinnamomum* sp., *Acer crassinervium* Ett., *Acer* sp., *Nerium* sp., *Caprollites wetzleri* M. Глины, замещающие верхний горизонт песков нижнего миоцена в смежном районе верховьев левых притоков р. Южного Буга, по данным А. Е. Фурсы содержат фауну остракод и харовые водоросли, которые по предварительному определению М. В. Ярцевой можно отнести к нижнему — среднему миоцену.

Весьма интересным фактом является находка в 1955 г. вблизи г. Киева (с. Новые Петровцы) ядер и отпечатков пресноводной фауны *Unionidae* и *Dreissensidae*, образующих банки в разнотермных кварцевых песках мощностью до 2 м; эти пески залегают в основании белых мелко- и тонкозернистых, тонкослоистых песков на размытой поверхности глауконитовых песков харьковского яруса. По предварительному определению Г. И. Молякко указанная фауна имеет миоценовый облик (нижний—средний миоцен). Поэтому пески, вмещающие ее, мы предположительно относим к нижнему—среднему миоцену. Вероятно, их можно сопоставлять с отложениями нижнего—среднего миоцена, описанными А. Е. Фурсой в верховья левых притоков р. Южного Буга. Наконец, в приднепровской части кристаллического массива на левобережье р. Днепра, по р. Вороной, между сс. Петровка и Георгиевка, в верхней части толщи белых мелкозернистых песков, которые обычно относились к полтавскому ярусу, найдена типичная фауна верхнего миоцена (среднесарматского подъяруса): *Tapes gregarius* (Partsh) Goldf., *Cardium plicatofittoni* d'Orb. и др.

Таким образом, мы видим, что нижние горизонты отложений полтавской свиты на разных участках разновозрастны; они включают в себя отложения эоцена (?) (район Володарска—Волынска), нижнего олигоцена (Юрчиха), среднего олигоцена (Арсеньевка), миоцена — олигоцена (Дворище), нижнего миоцена (Шестеринцы), нижнего — среднего миоцена (Ново-Петровцы). Верхние горизонты полтавской свиты также разновозрастны, среди них есть отложения нижнего—среднего миоцена (сс. Виноград, Лысянка) и верхнего миоцена (р. Вороная). Толща, включающая такие разновозрастные отложения по всей площади ее распространения, не может быть отнесена к одному ярусу. Совершенно обоснованно она выделена Н. В. Пименовой как свита.

Литологический состав отложений полтавской свиты Украинского кристаллического массива не так однороден, каким он казался раньше многим исследователям. К этой свите приурочены важные полезные ископаемые (россыпи ильменита, рутила, циркона, бентонитовые глины, сте-

кольное сырье и др.). Поэтому дальнейшие исследования пород полтавской свиты должны быть направлены на более детальное изучение их вещественного состава, генезиса и возраста, а также определения границ распространения отдельных возрастных единиц и их фациальных разностей.

НЕОГЕН

Толща пестрых глин в пределах Украинского кристаллического массива

В кровле песков полтавской свиты залегают пестрые глины, связанные почти по всей области своего распространения постепенным переходом с подстилающими их песками. В отдельных районах, на водораздельных равнинах, где поверхность кристаллического фундамента приподнята высоко, пестрые глины залегают непосредственно на коре выветривания кристаллических пород докембрия. Эти глины всюду залегают выше базиса эрозии и совершенно размыты в долинах рек. В северной части Украинского кристаллического массива во многих случаях они размыты и на междуречных пространствах, где имеют островное распространение. На геологической карте, приложенной к настоящему тому, они показаны вместе с полтавской свитой. Встречаются они, как правило, на плато и в верхних частях склонов. С наличием их в крутых склонах рек и балок очень часто связаны оползневые явления. Наиболее полные сведения о характере распространения пестрых глин мы находим в отчетах по геологической съемке тех же авторов, по данным которых мы характеризовали полтавскую свиту.

На всей территории своего распространения пестрые глины имеют мощность от нескольких до 30 м. Максимальные их мощности приурочены в одних случаях к понижениям поверхности песков полтавской свиты, а в других к равнинным участкам плато, где они в наибольшей мере сохранились от размыва. Гипсометрическое положение пестрых глин в их коренном залегании определяется теми закономерностями, которые мы отметили в характеристике гипсометрического положения полтавской свиты. В северной части Украинского кристаллического массива в кровле их залегают бурые, а в южной — красно-бурые глины.

Необходимо отметить, что пестрые глины изучены весьма слабо и неравномерно. Соображения о возрасте и генезисе толщи пестрых глин находим в работах П. Я. Армашевского (1883б, 1903а), А. В. Гурова (1888), Н. А. Соколова (1893), А. В. Липковской (1935), М. И. Ожеговой и других. Мнения этих исследователей о возрасте пестрых глин разноречивы.

Литологически горизонт пестрых глин неоднороден. В северной части описываемой территории в бассейне р. Ирши они преимущественно серые, в верхней части с охристо-желтыми и красно-бурыми пятнами и мелкими железистыми бобовинками, плотные, пластичные, реже слегка песчаные. Иногда в нижней части серые глины сменяются темными, часто совершенно черными битуминозными глинами. В таких случаях мощность глин достигает 20—30 м. По минералогическому составу они относятся к каолиновым. В составе этих глин скважинами в районе г. Гута Палиевская обнаружен слой 1,2 м бентонитовой глины, почти полностью состоящей из бейделлита.

В пестрых глинах (к сожалению, не отмечено точно, в каком слое) Г. М. Коровниченко в 1945 г. обнаружены органические остатки *Radiolaria* и *Silicispongia*, сложенные опалом. По гранулометрическому составу

эти глины аналогичны пестрым каолиновым глинам Киевского района, в которых А. В. Липковская (1935) впервые установила такие же органические остатки. Значительно южнее, в верховьях р. Южного Буга и его верхних притоков в окраске глин преобладает зеленый цвет и наряду с каолиновыми глинами появляются глины монтмориллонитового и реже галлуазитового состава. Максимальная мощность их достигает 25 м. К востоку от этого района, в бассейне р. Росси и в верховьях р. Тясмина, преобладают глины монтмориллонитового и бейделлит-монтмориллонитового состава, а южнее по р. Домоткани появляются галлуазитовые глины.

На всей территории распространения, особенно в северном районе, пестрые глины характерны содержанием железистых бобовин. На водоразделе рр. Росси и Днепра в верхней части толщи глин встречаются известковистые, а в нижней — кремнисто-известковистые конкреции. В обнажениях бассейна р. Россавы (левый приток р. Росси) в нижней части толщи пестрых глин встречаются фиолетовые и малиново-красные разности окремнелой глины. Приблизительно на широте г. Кременчуга в составе пестрых глин, особенно в верхних слоях, встречается гипс иногда в виде конкреций, а чаще в виде друз крупных кристаллов. Далее к югу пестрые глины всюду характеризуются значительным содержанием гипса в виде отдельных кристаллов и друз различных размеров.

Различный минералогический состав пестрых глин свидетельствует об образовании их в разных условиях. Можно полагать, что каолиновые глины северной части Украинского кристаллического массива, не содержащие гипса, образовались в континентальных условиях. Этому как будто противоречит находка в них радиолярий. Но если учесть, что находки радиолярий редки и что последние могут быть во вторичной залегающей, то противоречие отпадает. Глины южной части Украинского кристаллического массива, особенно глины галлуазитовые, обогащенные гипсом, несомненно являются образованиями лагун регрессировавших неогеновых морей.

Если не учитывать редких находок радиолярий, то можно считать, что пестрые глины немые. Возраст пестрых глин достоверно определяется только в приднепровской части Украинского кристаллического массива в бассейне рр. Мокрой Суры, Самары и Волчьей, где в отдельных пунктах наблюдается постепенный переход известняков или же мергелей среднесарматского подъяруса в крошащие их серо-зеленые глины, имеющие в верхней части толщи пеструю пятнистую окраску. В верховьях р. Южного Буга и его притоков (Горный и Гнилой Тикич), как видно из вышесказанного, толща пестрых глин залегает на отложениях континентальной фации полтавской свиты нижнего — среднего миоцена. В северной части пестрые глины связаны постепенным переходом с подстилающими их песками, возраст которых, возможно, не древнее олигоцена.

Исходя из вышесказанного, можно полагать, что в разных районах пестрые глины разновозрастны.

В южной части Украинского кристаллического массива их возраст определяется более точно как сарматский (средний—верхний сармат), а в северной их можно условно отнести к миоцену и даже, может быть, к олигоцену.

Так как пестрые глины разнородны по фациальному составу, то относить их к одному стратиграфическому горизонту на всей площади их распространения нет основания; поэтому мы выделяем их не как «горизонт» пестрых глин, а как «толщу».

Практическое значение дальнейшего изучения толщи пестрых глин определяется, с одной стороны, наличием в ней полезных ископаемых

(керамическое сырье, бентонитовые глины и др.), а с другой — приуроченностью к области их распространения оползней; условия залегания пестрых глин определяют также характер распространения горькосолевых грунтовых вод.

Неогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины

К неогену в пределах Днепровско-Донецкой впадины отнесена пестроцветная песчано-глинистая толща, залегающая после явного эрозионного перерыва как на отложениях харьковского яруса, так и на более древних осадочных образованиях. На значительной части территории Днепровско-Донецкой впадины эта толща включает отложения полтавского яруса стратиграфической схемы Н. А. Соколова (1893) или же отложения полтавской свиты Н. В. Пименовой (1936, 1941а, 1941б, 1954), а также серию вышележащих, преимущественно пестроцветных глин вплоть до горизонта четвертичных бурых глин.

Из состава отложений полтавского яруса к палеогену отнесена только нижняя часть толщи песков центральных районов Днепровско-Донецкой впадины, представленная белыми мелкозернистыми слюдястыми песками (мощность 10—15 м), залегающими на глауконитовых песках харьковского яруса.

Верхнетретичные отложения на территории Днепровско-Донецкой впадины распространены неравномерно. Они в значительной степени размыты и сохранились в виде островов различной величины уцелевших от дочетвертичного и четвертичного размыва. Наибольший размыв неогена наблюдается в северо-западной части впадины, а также на юго-западном крыле ее, в пределах современной и древней долины р. Днепра. Неоген Днепровско-Донецкой впадины детально изучен и расчленен. Установлены границы распространения стратиграфических горизонтов.

Основываясь на всей совокупности геологических данных, изучении литологического и фациального состава верхнетретичных отложений, микропетрографической корреляции разрезов, наличии органических остатков (фауны, флоры, спор) и палеогеографических реконструкциях, в неогене Днепровско-Донецкой впадины выделены: нижний, средний и верхний миоцен, а также плиоцен.

Миоцен. *Нижний миоцен* — верхи аквитана (бурдигал—гельвет?) в пределах описываемой территории представлен зелеными сланцеватыми глинами, иногда битуминозными или углистыми, с отпечатками растительных остатков. Зеленые сланцевые глины приурочены к области депрессий донеогенового рельефа. В области поднятий они фациально замещаются светло-серыми разномышными песками, содержащими прослой бурого угля, углистых глин и обломки обуглившейся древесины (континентальные отложения озерно-болотного типа). В пределах описываемой территории нижнемиоценовые песчано-углистые образования залегают обычно на размытой поверхности отложений харьковского яруса и лишь местами подстилаются верхнеолигоценными песками собственно полтавского яруса (с. Исачки, г. Ромны), причем характер контакта их с верхним олигоценом здесь пока не установлен, так как вскрыты эти отложения только глубокими буровыми скважинами, из описания которых трудно сделать какие-либо выводы. Нижнемиоценовые песчано-углистые отложения сплошного распространения не имеют. Область накопления их сосредоточена в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, на всей остальной территории песчано-углистые образования, видимо, размыты и сохранились лишь местами.

Нижнемиоценовый возраст песчано-углистых отложений определяется наличием в буроугольных прослоях отпечатков растений аквитанского облика. В буроугольных прослоях из окрестностей г. Змиева Я. М. Ковалем были описаны *Sequoia langsdorffii* (Brongn.), Нг., *Taxodium distichum miocenum* Нг., *Populus laddachii* Нг., *Quercus nerifolia* А. Вг., *Ticus tiliaefolia* А. Вг., *Cinnamomus* sp., *Cassia Berenices* Унг., *Cassia* sp., *Acer* sp., *Ulmus* cf., *Braunii* Унг. и *Lingiberiles* sp.

Средний миоцен характеризуется присутствием и морских, и континентальных образований. Среднемиоценовые морские мелководные осадки известны только в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины в районе с. Алексеевское и в с. Сиваш (бассейн р. Береки, правого притока р. Северный Донец). Представлены они желтовато-белыми и зеленовато-белыми, мелко- и тонкозернистыми, горизонтальнослоистыми песками, залегающими в кровле сланцеватых глин, содержащих миоценовую флору.

Н. Н. Карловым (1953), а затем М. Н. Ключниковым и О. М. Онищенко в полтавских песках, в карьере Лихачевского кирпичного завода, расположенного у с. Сиваш, Алексеевского района, Харьковской области, была собрана обильная морская миоценовая фауна, среди которой М. Н. Ключникову и О. М. Онищенко удалось определить целый ряд форм, свидетельствующих о ее принадлежности к 2-му средиземноморскому ярусу. Впервые морская миоценовая фауна обнаружена была там Е. Б. Чутко в 1947 г.

В 1954 г. М. Н. Ключниковым и О. М. Онищенко были определены *Ervilia* cf. *trigonula* Sok., *Lucina* cf. *ornata* Ag., *Donax* aff. *rutrum* Sok., *Cardium* aff. *andrussovi* Sok., *Cardium* aff. *plotovi* Bog., *Cardium* sp., *Mactra* sp., *Tapes* cf. *vetuloides* Mich., *Natica* aff. *mellipunctata* Lmk., *Buccinum* sp., *Solen* cf. *subfragilis* M. Högn.

Морские среднемиоценовые пески фациально замещаются континентальными, озерными, и речными отложениями, которые представлены желтовато-белыми и зеленовато-белыми мелко- и тонкозернистыми хорошо отсортированными песками. Область распространения их ограничивается восточной и юго-западной частями Днепровско-Донецкой впадины. Морские среднемиоценовые пески залегают на размытой поверхности нижнемиоценовых зеленых сланцеватых глин. В основании континентального среднего миоцена залегают различные по возрасту и по литологическому составу нижнетретичные отложения. В геологическом разрезе центральной части впадины и на ее крайнем северо-западе средний миоцен отсутствует.

Верхний миоцен в пределах Днепровско-Донецкой впадины представлен морскими и континентальными отложениями, в составе которых выделяется среднесарматский и верхнесарматский подъярусы.

Морские отложения среднесарматского подъяруса известны в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, вблизи с. Губинихи, где они представлены белыми мелкозернистыми тонкослоистыми песками, содержащими морскую фауну, типичную для среднего сармата: *Cardium plicatofittoni* d'Orb., *Mactra* cf. *fabreana* d'Orb., *Tapes gregarius* (Partsch) и др. Среднесарматская фауна в песках Губинихи была определена Г. Ф. Лунгерсгаузенем в 1939 г.

Континентальными аналогами этих осадков в пределах Днепровско-Донецкой впадины и смежных с ней территорий являются следующие.

1. Пестроцветные, разнозернистые, косослоистые, неравномернооруденные пески и песчаники с глинистыми катунами, железистыми конкре-

циями и стяжениями (водные континентальные отложения типа временных потоков и рек).

2. Белые мелкозернистые пески с прослоями каолиновых песчаников, тонко отмученных вторичных каолинов и каолиновых глин (озерные отложения), фациально замещающиеся белыми мелкозернистыми песками с характерной для речных отложений слоистостью.

3. Желтовато-белые, оранжевые, желтые, малиновые и сиреневые мелкозернистые пески, иногда содержащие стяжения известковистых песчаников, с характерной для эоловых отложений слоистостью.

Различные генетические типы этих песков отличаются друг от друга по своему минералогическому составу. Максимальной пестротой и непостоянством минералогического состава характеризуются отложения временных потоков.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины и смежных с ней территорий выделяется ряд резко отличающихся друг от друга терригенно-минералогических провинций. Бассейн р. Десны характеризуется повышенным содержанием в тяжелой фракции эпидота, присутствием рутила, турмалина и группы минералов метаморфических пород, среди которых преобладает дистен. Тяжелая фракция песков, развитых в среднем течении р. Сейм, отличается большим содержанием рудных, за счет которых снижается количество всех акцессорных минералов.

Верхнемиоценовые пески и песчаники бассейна р. Олешни выделяются наличием в составе акцессоров эгирина-акмита (?), щелоченных роговых обманок, биотита, топаза, пирита и целого ряда других, обычно редко встречающихся рудных минералов. Тяжелый концентрат верхнемиоценовых песков и песчаников бассейна р. Ворсклы (район г. Богодухова и с. Ольшан) отличается преобладанием циркона, присутствием граната и турмалина. Широко развитые в бассейне рр. Ворсклы и Псла, а также в пределах северных склонов Украинского кристаллического массива озерные и речные отложения характеризуются значительно большим постоянством минералогического состава. В тяжелой фракции их преобладают минералы метаморфических пород, среди которых в большом количестве содержится силлиманит. Легкая же фракция их состоит почти исключительно из кварца. Однообразие минералогического состава отличаются и тонкозернистые эоловые пески. Характерным для нижних горизонтов верхнего миоцена является повышенное содержание ильменита и наличие глинистых минералов каолинового ряда.

К верхнесарматскому подъярису отнесены пестрые глины и пестроокрашенные пески, которые залегают на песках с явным перерывом.

Следует отметить, что минералогический состав пестрых глин и подчиненных им пестроокрашенных песков обнаруживает сходство с минералогическим составом рассмотренных выше нижних горизонтов верхнего миоцена. Отличие заключается в том, что здесь преобладают глинистые минералы бейделлит-нонтронитового ряда и сравнительно редко встречается каолинит.

Пестрые глины, как и нижележащие пески верхнего миоцена, отсутствуют в области развития солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины.

Плиоцен. К плиоцену нами отнесены зеленовато-серые неравномерно окрашенные пятнистые глины и подчиненные им зеленовато-серые мелкозернистые слюдистые пески, характерные для района солянокупольных структур; к нему также отнесены красно-бурые глины, образовавшиеся за счет размыва пестрых глин (отложений пресных водоемов и, возможно, плиоценовых рек). Минералогический состав тяжелой фракции

плиоценовых зеленовато-серых глин и подчиненных им песков резко отличается от минералогического состава пестрых глин и генетически связанных с ними пестроокрашенных песков. В тяжелой фракции плиоценовых глин и песков появляются эпидот, анатаз, брукит, зеленая роговая обманка, хлоритид, титанит. Постоянно присутствуют группа устойчивых минералов и группа минералов метаморфических пород. Характерно высокое процентное содержание рудных минералов, представленных обычно ильменитом и реже магнетитом. Состав же тяжелой фракции миоценовых пестрых глин ограничивается группой устойчивых минералов и группой минералов метаморфических пород.

Приведенная характеристика минералогического состава верхнетретичных отложений свидетельствует о последовательном и закономерном изменении вещественного состава пород в зависимости от времени и условий образования осадков. Для каждого стратиграфического комплекса устанавливается совершенно определенный, ему только присущий парагенезис элементов и минералов, обусловленный существованием в период образования осадков тех или иных провинций сноса.

Анализ фактического материала позволяет сделать следующие выводы.

Отложения полтавской свиты, в пределах Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и Украинского кристаллического массива, в основной своей массе относятся к неогену и представлены преимущественно континентальными образованиями.

В процессе формирования отложений полтавской свиты устанавливается пять крупных региональных перерывов: на границе олигоцена и миоцена, между нижним и средним миоценом, средним и верхним миоценом, внутри верхнего миоцена, между средним и верхним сарматом и на границе миоцена и плиоцена (см. табл. 120).

Минералогический состав верхнетретичных отложений Днепровско-Донецкой впадины и смежных территорий резко отличается от минералогического состава развитых там же нижнетретичных отложений. Это отличие сказывается в составе как породообразующих, так и акцессорных минералов. Породообразующими минералами в неогене являются обычно кварц, полевые шпаты и серия глинистых минералов каолинитового и кверцеллит-нонtronитового ряда. В составе же легкой фракции нижнетретичных отложений почти повсеместно присутствует глауконит, встречается опал, халцедон, иногда в больших количествах кремнистые агрегатные зерна и реже карбонаты. В палеогене заметно возрастает удельный вес полевых шпатов. Для неогена Днепровско-Донецкой впадины характерно преобладание в составе тяжелой фракции группы минералов метаморфических пород (дистен, ставролит, силлиманит, андалузит), количество которых в палеогене, особенно в нижних горизонтах его, снижается наряду с появлением там в значительных количествах таких минералов, как гранат, эпидот и топаз.

Изучение характерных особенностей минералов позволяет уловить определенную закономерность в изменении внешнего облика их, величины и формы зерен в зависимости от возраста пород и района распространения их.

Особенности минералогического состава неогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины окраин Донбасса и Украинского кристаллического массива, сопоставление внешнего облика минералов, величины и формы их, все это приводит к выводу о том, что неогеновые породы Днепровско-Донецкой впадины и смежных территорий в значительной части формировались за счет размыва нижнетретичных отложений.

Повышенная концентрация турмалина в тяжелой фракции неогена бассейна р. Сейм, присутствие изотропных либо очень слабо двояко-преломляющих цирконов, окрашенных в дымчато-розовые или бурые тона, широкое развитие глинистых минералов каолинитового ряда, позволяет выделить этот район как территорию, обладающую своей местной областью сноса, обогащенной продуктами разрушения гранитных пегматитов.

Наличие в тяжелой фракции неогеновых отложений бассейна р. Олешни таких минералов, как эгирин-акмит (?), ошелоченные роговые обманки, присутствие асболана характеризует эту территорию как район, обладающий своей областью минерального питания, где, по-видимому, были широко развиты метаморфические породы криворожского типа.

Непостоянство минералогического состава неогеновых зеленовато-серых глин и подчиненных им песков является результатом влияния широко развитых в пределах Днепровско-Донецкой впадины диабазов, сопряженных, как правило, с областью развития соляных куполов.

Своеобразный минералогический состав неогеновых континентальных отложений окраин Донбасса и склонов Украинского кристаллического массива определяется наличием самостоятельных для этой части территорий источников минерального питания, представленных разновозрастными магматическими, метаморфическими и осадочными породами. Пестрота литологического и фациального состава верхнетретичных отложений Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и склонов Украинского кристаллического массива, отсутствие в неогеновом веке единой области сноса и факт существования на разных этапах развития резко отличающихся друг от друга терригенно-минералогических провинций, свидетельствует о том, что в этот период Днепровско-Донецкая впадина и смежные с ней территории представляли собой мобильный участок земной коры.

Неогеновые отложения Причерноморской впадины

Отложения неогена Причерноморской впадины имеют широкое распространение и представлены осадками разнообразного литологического состава, которые очень часто замещают друг друга в горизонтальном и в вертикальном направлениях, особенно на участках, прилегающих к Украинскому кристаллическому массиву. Залегают эти отложения с пологим наклоном с севера на юг до широты Мелитополь—Берислав—Николаев, а южнее — более круто. Мощность неогеновых отложений в северной части Причерноморской впадины достигает 30—50 м, а в южной увеличивается до 250—500 м.

Краткие сведения о неогеновых отложениях описываемой территории имеются в работах Г. Я. Романовского (1867), И. Ф. Леваковского (1874) и др. Более подробная характеристика этих отложений, а также и их стратиграфическое расчленение приведены в монографиях и статьях Барбот де Марни (1867б), Н. А. Соколова (1889в, 1896б, 1899), И. Ф. Синцова (1893, 1894, 1903), А. В. Фааса (1902), Н. И. Андрусова (1917, 1918а, 1929), Л. Ш. Давиташвили (1933б, 1937а, 1937в), П. Л. Осауленко-Шульги (1935), В. П. Колесникова (1935, 1940), Б. П. Жижченко (1940), А. Г. Эберзина (1940) и др. В послевоенные годы на отдельных площадях юга УССР произведены большие геологические исследования, которые дали возможность уточнить стратиграфию неогеновой толщи, а также уточнить границы распространения отдельных горизонтов.

Таблица 120

Сводный стратиграфический разрез неогена Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и Украинского кристаллического массива
Составила О. В. Крашенинникова

Свита	Отдел	Ярус	Геологический разрез	Генетические типы осадков	Характерные минералы
Полтавская	Плиоцен		Бурые глины		
			<p>Глины зеленовато-серые, неравномерноокрашенные, пятнистые, плотные, вязкие с карбонатными конкрециями, реже с кристалликами и друзами гипса, фациально замещающиеся красно-бурыми глинами</p> <p>Пески зеленовато-серые, преимущественно мелкозернистые, слюдистые</p> <p>Пески серые, разнозернистые, средне- и крупнозернистые до гравелистых</p>	Осадки рек и других пресноводных бассейнов плиоцена	Глинистые минералы бейделлит-нонтронитового ряда, преимущественно монтмориллонит, реже бейделлит, гипс, кальцит
	Перерыв				
Верхний миоцен	Верхний сармат		<p>Пестрые глины в верхней части кирпичнокрасные, в нижней серые с красными пятнами и разводами, с карбонатными конкрециями и стяжениями и с железисто-марганцевыми бобовинами, фациально замещающиеся пестроокрашенными песками и суглинками</p>	Осадки пресных водоемов, возможно осадки озер, болот и рек	Глинистые минералы бейделлит-нонтронитового и каолининового ряда. Преимущественно бейделлит, реже каолинит. Лимонит, гетит, гидрогетит
		Перерыв			
Верхний миоцен	Средний сармат		<p>Пески желтовато-белые, розовые, оранжевые, желтые, сиреневые, мелко- и тонкозернистые, тонко- и косослоистые с стяжениями известковистых песчаников, фациально замещающиеся светлоокрашенными мелко- и тонкозернистыми, тонко и косослоистыми каолиновыми песками</p>	Континентальные отложения. Накопление золотых песков в условиях засушливого климата	

Свита	Отдел	Ярус	Геологический разрез	Генетические типы осадков	Характерные минералы	
Полтавская	Верхний миоцен	Средний сармат	Пески светло-серые, раз- нозернистые, с отпе- чатками <i>Cardium pli- catofittoni</i> d'Orb., <i>Mact- ra</i> cf. <i>fabreana</i> d'Orb., <i>Tapes gregarius</i> (Par- tsch) Goldf. и др., фациально замещаю- щиеся пестроцветными разнозернистыми косо- слоистыми песками и песчаниками с глини- стыми катунами и же- лезистыми конкреция- ми и светлоокрашенны- ми, преимущественно, мелкозернистыми пес- ками с подчиненными им каолиновыми песча- никами, тонкоотмучен- ными вторичными као- линами и каолинито- выми глинами	Морские мелко- водные отложе- ния и их конти- нентальные ана- логи. Отложения временных пото- ков, рек и озер. Накопление осад- ков в условиях теплого влажно- го климата	Глинистые мине- ралы каолинито- вого ряда. Као- линит, каллуа- зит, метагалуа- зит, лимонит, ге- тит, гидрогетит, кальцит	
	Перерыв					
	Средний миоцен	2-й средиземноморский ярус	Пески желтовато-белые и зеленовато-белые, преимущественно тонко- зернистые, тонко- и го- ризонгально-слоистые с отпечатками <i>Ervilia</i> - cf. <i>trigonula</i> Sok., <i>Lu- cina</i> cf. <i>ornata</i> Ag., <i>Denax</i> aff. <i>rutrum</i> Sok., <i>Cardium</i> aff. <i>andrusso- vi</i> Sok., <i>Tapes</i> cf. <i>vetu- loides</i> Mich. и др., фа- циально замещающие песками желтовато- белыми, мелкозерни- стыми, косо- и гори- зонтальнослоистыми	Морские мелко- водные отложе- ния и их конти- нентальные ана- логи. Осадки мелких водое- мов, озер и рек	Глинистые мине- ралы каолини- тового ряда. Преимуществен- но каолинит, ли- монит, кальцит	
Перерыв						
Нижний миоцен	Аквитан—бурдигал ?	Зеленые, сланцеватые, иногда битуминозные или углистые глины, с отпечатками <i>Sequoia</i> <i>langsdoerffi</i> (Brongn.) Hr., <i>Taxodium disti- chum miocenum</i> Hr., <i>Populus lodochii</i> Hr., <i>Quercus nerifolia</i> A. Vr., <i>Ficus tiliifolia</i> A. Vr., <i>cinomonum</i> sp. и др., фациально заме- щающиеся песками се- рыми разнозернистыми с прослойками бурого угля и углистых глин	Континентальные отложения. Осад- ки озер и болот	Глауконит, пирит, органическое ве- щество		

Продолжение табл. 120

Свита	Отдел	Ярус	Геологический разрез	Генетические типы осадков	Характерные минералы
Перерыв					
Полтавская	Верхний олигоцен	Полтавский	Пески светло-серые мелкозернистые, слюдистые	Морские мелководные отложения	Кварц
		Харьковский	Зеленые глауконитовые пески и глины	Морские мелководные отложения	Глауконит, пирит, халцедон, опал, кварц, полевой шпат

Залегают неогеновые отложения на описываемой территории на олигоценовых или эоценовых образованиях и лишь только в районе Приазовья на породах докембрия, а в юго-западной части Одесской области на мезозое. В составе толщи неогена выделены отложения миоцена (тортонский, сарматский, мэотический ярусы), нерасчлененный миоцен-плиоцен (балтская свита) и плиоцен (понтический, киммерийский, кувальницкий и акчагыльский ярусы).

Миоцен. Тортонский ярус (второй средиземноморский). Отложения тортонского яруса в основном распространены на левобережье Днепра, где они обнаружены во многих местах. В Крымско-Кавказской области этот ярус расчленен на четыре горизонта (снизу вверх): тарханский, чокракский, караганский и конкский. В пределах Причерноморья фаунистически доказано присутствие последних трех горизонтов.

Чокракский горизонт. Наиболее широко распространен этот горизонт в Крыму, особенно на Керченском полуострове, где он впервые был выделен Н. И. Андрусовым. В последние годы отложения, отнесенные к чокракскому горизонту, обнаружены в районе с. Горностаевки и г. Каховки. Здесь ниже караганских отложений скважинами вскрыты известняки и песчаники с *Arca cf. turonica* Du j., *Mytilus* sp., *Tapes tauricus* Zhizh., *Loripes cf. dujardini* Desh., *Potanoides cf. bisseriatus* Fridb., *Turritella* sp.

В окрестностях с. Степановки Приазовского района Б. П. Жижченко в песчаной толще, залегающей на глубине 250 м под отложениями караганского горизонта, обнаружена также чокракская фауна: *Ervilia* cf. *praepodolica* Andrus. и др. Севернее с. Новой Белозерки и в приустьевой части Белозерского лимана под караганскими отложениями залегают глины с прослоями мергеля и мелкозернистого песка. Верхняя толща глин и мергеля пронизана вертикальными разветвленными трубочками, выполненных пиритом и напоминающих корни растений. В мергелях встречены плохо сохранившиеся остатки пектенов. Эта толща глин и мергелей отнесена нами к чокракскому горизонту. Такие же глины с растительными остатками, книзу переходящие в песчаные глины зеленоватого цвета с остатками крупных баянусов, обнаружены скважиной в с. Кохане Б. Токмакского района. Условно эти глины могут быть отнесены к чокракскому горизонту, так как они залегают ниже караганских отложений.

В районе Присивашья (Ново-Троицкий район) ниже караганских отложений залегают мелкозернистые пески с мелкой кварцевой галькой. В этих песках обнаружены редкие эрвильи, близкие к *Ervilia pusilla* Phil. var. *leptoteha* Shizh. Условно эти отложения отнесены к чокракскому горизонту. Залегают чокракские отложения на песчано-глинистой толще, в верхней части которой палеонтологические остатки отсутствуют, но в нижележащей обнаружена олигоценая фауна моллюсков. На правом берегу Днепра ни в одной глубокой скважине чокракская фауна не обнаружена.

Караганский горизонт. Отложения караганского горизонта на юге СССР впервые установлены И. Ф. Синцовым (1903) в с. Новый Рогачек, Н. А. Соколовым (1889в, 1896б) в г. Мелитополе и с. Копани Херсонской области. Позже эти отложения обнаружены М. Н. Пухтинским (1941) в Приазовье (с. Покровское). В последние годы караганские отложения констатированы во многих пунктах левобережья Днепра (сс. Косаковка, Большая и Малая Белозерки, Карай-Дубина, Широкое, Кохане, Ново-Алексеевка, Федоровка, Громовка, г. Каховка, на Бирючем острове и северной части Арабатской стрелки).

На правом берегу Днепра караганские отложения обнаружены на правом берегу Тилигульского лимана (с. Калиновка); западнее и севернее г. Николаева эти отложения отсутствуют. В северной части левобережья Днепра (Каменско-Днепровский, Большой Белозерский, Васильевский и Большой Токмакский районы) караганский горизонт сложен глинисто-песчаными породами, нередко с прослоями ракушечника, состоящего в основном из спаниодонтелл: *Spaniodontella pulchella* Bailly, *S. umbonata* Andrus., *S. opistodont* Andrus. и моренштерний — *Morensscternia* cf. *barboti* Andrus. (сс. Новая Белозерка, М. Белозерка, Карай-Дубина и др.). Крайним северным и восточным пунктами на левобережье Днепра, где встречены караганские моллюски, являются сс. Широкое Васильевского района и с. Кохане Б. Токмакского района. На этой территории караганский горизонт представлен глинами, песками, песчаниками и известняками; последние встречены в районе г. Каховки, в Присивашье и на Бирючем острове. Глины имеют более широкое распространение и встречены во многих пунктах описываемого района, а пески встречаются в основном только на участках, прилегающих к Украинскому кристаллическому массиву. Глины, пески и известняки содержат тот же видовой состав спаниодонтелл, который приведен выше. Необходимо отметить, что наряду со спаниодонтеллами встречены и крупные ядра геликсов (с. Ново-Алексеевка).

На острове Бирючем и в северной части Арабатской стрелки в основании караганских известняков и известковистых песчаников встречен прослой конгломерата, состоящего из кварцевой и известковой гальки. Здесь же обнаружены и небольшие обломки окремнелой древесины. Залегают караганские отложения в этом районе либо на размытой поверхности майкопских песчаных глин, либо на глинах с прослоем мергеля чокракского возраста.

На правом берегу р. Днепра караганские отложения фаунистически дсказаны в Высокопольском районе в окрестности с. Копани Белозерского района и в с. Калиновке Коминтерновского района Одесской области. Сложены эти отложения темными глинами (с. Калиновка) и глинистыми песками (с. Копани). Севернее г. Николаева и западнее с. Калиновки караганские отложения отсутствуют. Мощность отложений караганского горизонта в северной части Причерноморской впадины достигает 2—6 м, а в южной увеличивается до 15 м.

Конкский горизонт. Отложения конкского горизонта установлены Н. А. Соколовым (1899) в окрестности с. Веселянки (р. Конка), где они выходят на поверхность. Это обнажение (в балке Скотоватой) с богатой фауной моллюсков остается единственным на юге УССР; на остальной площади конкские слои залегают ниже базиса эрозии. В зеленоватых глинистых песках, залегающих под толщей нижнего сармата, Н. А. Соколовым (1899) собраны и описаны такие формы: *Anomia* aff. *ephipium* L., *Pecten* sp., *Congerita sandbergerti* Andrus., *Spaniodontella nitida* Reuss., *Cardium andrussovi* Sok., *C. scyloiticum* Sok., *Venus kokkensis* Sok., *V. basteroti* Desh., *Ervilia trigonula* Sok., *Macra basteroti* Mayer var. *konkensis* Sok., *Corbula michalskii* Sok., *C. gibba* Ol., *Loripes dentatus* Bast., *Pleurozoma sinzovi* Sok., *Nassa dujardini* Desh., *N. nodosoplicatum* M. Hörn., *Bittium konkensis* Sok. и др.

Южнее долины р. Конки, как отмечает Б. П. Жижченко (1940), типичная конкская фауна отсутствует, а между слоями с *Spaniodontella pulchella* Bailly и слоями с нижнесарматской фауной залегают осадки с фолладами. Полученные в последние годы новые данные не подтверждают этой точки зрения. Конкская фауна встречена во многих пунктах левобережья Днепра (Молявко, 1953). Конкские отложения на левобережье Днепра (южнее р. Конки) представлены глинами, известняками и песками (рис. 86), в которых встречены такие формы: *Pectunculus* sp., *Pecten* sp., *Venus konkensis* Sok., *Corbula gibba* Ol., *C. michalskii* Sok., *Loripes dentatus* Bast., *Cerithium gubcini* Osip., *Turritella* sp. — *Natica* sp., *Chenopus* sp. Встречены также и остатки морских ежей (с. Ново-Успеновка Веселовского района).

Ниже отложений с конкской фауной на всей территории левобережья Днепра залегают слои, сложенные такими же породами, но с раковинами фоллад *Barnea ustjurtensis* Eichw., *B. pseudoustirtensis* Andrus., *Pholas* sp. В отдельных пунктах левобережья Днепра наряду с фолладами встречены и *Ervilia trigonula* Sok., *Cardium* cf. *kokupicum* Sok. и др. (с. Косаковка, Терпенье), что дает основание отнести эти слои к конкскому горизонту, сохранив за ними название фолладовые (коцазурские). Ниже фолладовых слоев встречены прослой глини или глинистых песков, в которых обнаружено много эрвильий (г. Каховка, с. Терпенье).

На правобережье Днепра конкские отложения не имеют такого широкого распространения; они встречены лишь в Высокопольском районе, в с. Копани Белозерского района и в г. Очакове. Отсутствие типичной конкской фауны в этих пунктах, по-видимому, связано с плохим отбором образцов из скважин, так как в старой скважине с. Копани, описанной еще Н. А. Соколовым (1896б), были обнаружены раковины *Venus konkensis* Sok. Севернее этих пунктов конкские отложения не установлены; здесь сарматский ярус залегают на палеогеновых образованиях. Мощность конкских отложений в северной части Причерноморской впадины достигает 2—4 м, а в южной увеличивается до 10—20 м.

Сарматский ярус. Отложения сарматского яруса в пределах Причерноморской впадины имеют более широкое распространение и занимают значительно большую площадь, чем тортонские. Наиболее детально изучены сарматские отложения в районах, где они обнажаются по долинам рек; в Причерноморье и на водораздельных участках остальной территории, где породы сармата залегают на больших глубинах, сарматские осадки изучены слабо, особенно на правобережье Днепра. Сарматский ярус на описываемой территории представлен тремя подъярусами: нижним, средним и верхним.

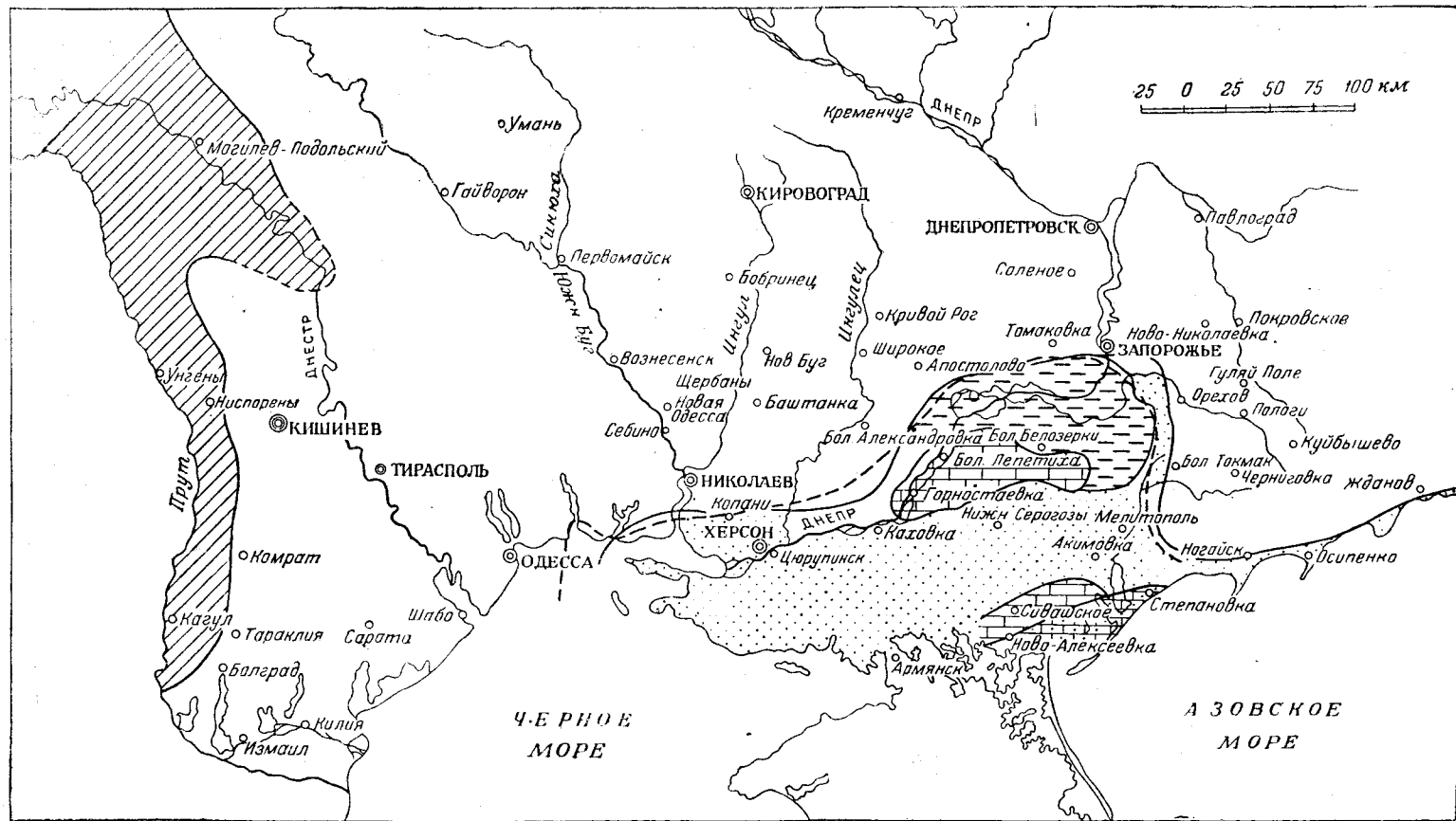


Рис. 86. Схематическая карта распространения конкиских отложений

1—предполагаемая береговая линия караганского моря; 2—предполагаемая береговая линия конкиского моря; 3—район распространения тортонского моря; 4—известняки; 5—глины; 6—пески, глина и известняки; 7—песчанники

Нижний сармат. Нижнесарматские отложения выходят на дневную поверхность по долинам рек за пределами Причерноморской впадины, а на территории впадины они вскрыты многими скважинами. Северная граница распространения нижнего сармата проходит по линии Запорожье — Широкое — Николаев, несколько севернее Одессы и восточнее Анањева. Почти на всей территории Причерноморской впадины нижний сармат залегает на конкских отложениях без следов перерыва и лишь только в окрестности Каховки и с. Нижние Серогезы подстилающие конкские отложения частично или полностью размыты.

Сложен нижний сармат глинами, песками и известняками. Глины распространены на значительной площади и преобладают над остальными породами. Обычно они имеют темную или черную окраску и лишь западнее Днепра на отдельных участках окрашены в зеленоватый цвет. В толще глин нередко наблюдаются прослойки кварцевого песка или ракушечного детритуса, состоящего в основном из кардиид и эрвий. В глинах встречаются отпечатки или плохо сохранившиеся тонкостенные раковины моллюсков: *Modiola sarmatica* G a t., *Maetra eichwaldi* L a s k., *Ervilia dissita* Eich w., *Cardium sarmaticum* Barb., *C. ruthenicum* L a s k., *C. gracile* Pusch., *Abra reflexa* Eich w., *Donax dentiger* Eich w., *Tapes vitalianus* d'Orb. Мощность нижнесарматских глин в северной части Причерноморской впадины достигает 13 м (с. Верхний Рогачек), а в районах Присивашья и Приазовья увеличивается до 40—88 м (с. Акимовка, г. Осипенко).

Песчаные породы нижнего сармата распространены только в Мелитопольском и Широковском районах. Пески мелкозернистые или среднезернистые иногда с галькой кристаллических пород, с прослоями глины и ракушечника. Мощность песков на участке, прилегающем к долине р. Молочной, достигает 28 м, а в окрестности с. Широкого до 2—4 м.

Известняки обычно залегают либо маломощными прослоями среди темных глин, либо в основании нижнесарматских глин (ранее эти прослои относились к конкскому горизонту). В известняках обнаружены раковины моллюсков, принадлежащих к видам: *Maetra eichwaldi* L a s k., *Ervilia dissita* Eich w., *Cardium ruthenicum* L a s k., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Donax dentiger* Eich w. и др.

В отдельных пунктах Присивашья встречены известняки, состоящие из мшанок и вермесов. Мощность известняков нижнего сармата колеблется от 1 до 10 м. В районе г. Каховки и совхоза «Красный партизан» в ракушечных известняках и глинистых песках наряду с нижнесарматской фауной моллюсков встречены раковины и конкского возраста — *Pectunculus* sp., *Venus konkensis* S o k., *Pholas* sp. и др., но все они несут следы окатанности, что дает основание предполагать их вторичное залегание. О размыве подстилающих конкских отложений на этих участках свидетельствует наличие и известняковой гальки с раковинами конкского возраста, залегающей в основании нижнего сармата.

Средний сармат. Отложения среднего сармата пользуются широким распространением не только в Причерноморской впадине, но и за ее пределами. Представлены эти отложения известняками, глинами, мергелями и песками. На левобережье р. Днепра преобладают известняки и пески, а глины и мергели — в правобережных районах (рис. 87). Известняки ракушечные и оолитовые, а на отдельных участках и песчаные, распространены в южной и северной части левобережья Днепра, а на правобережье только в северной его части и в Приднестровье. Из палеонтологических остатков встречены ядра и отпечатки раковин моллюсков, представленные следующим видовым составом: *Modiola sarmatica* G a t., *M. incrassata* d'Orb., *Maetra fabreana* d'Orb., *M. vitaliana*

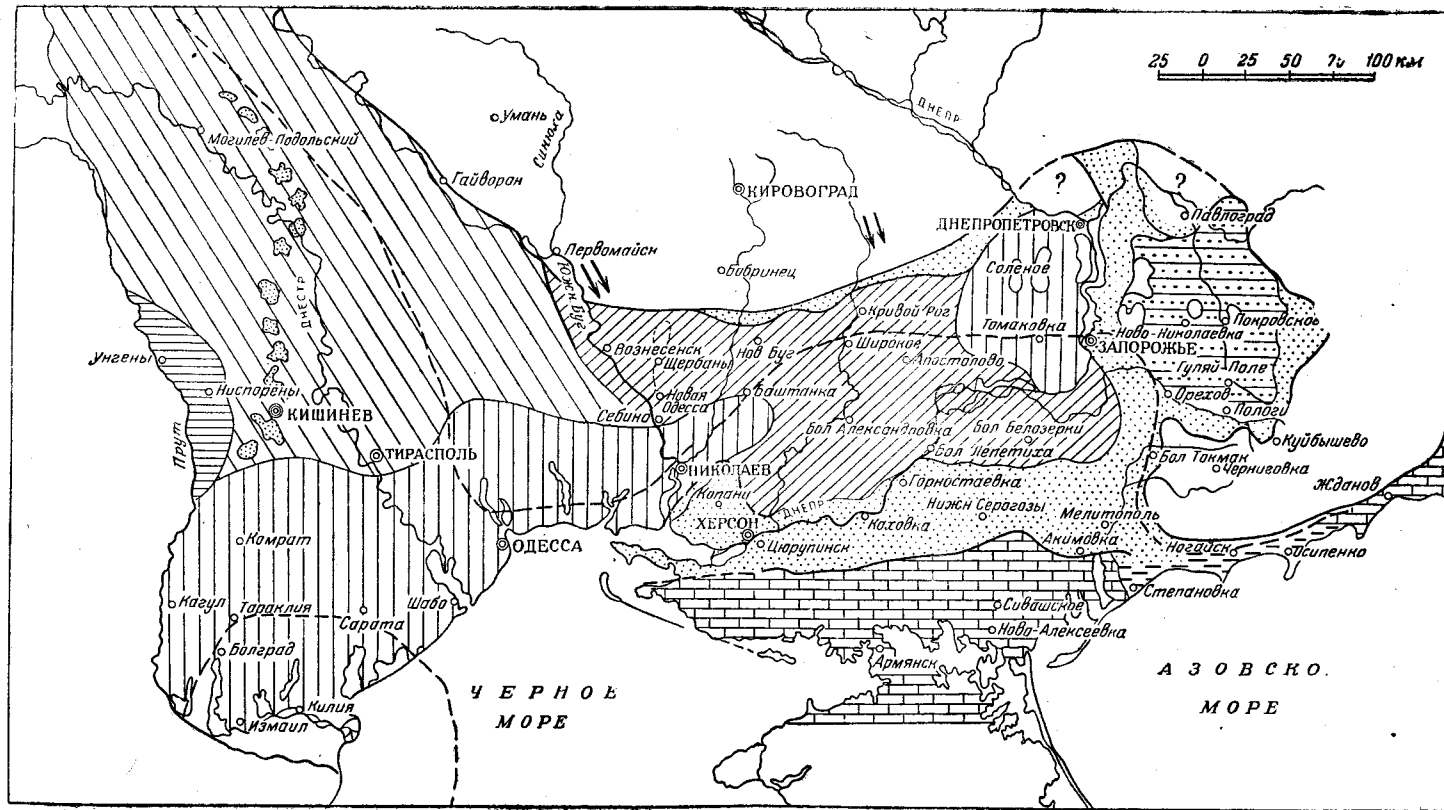


Рис. 87. Распределение среднесарматских отложений на территории Причерноморской впадины

1—предполагаемая береговая линия среднесарматского моря; 2—предполагаемая береговая линия нижнесарматского моря; 3—криптомактровые глины; 4—известняки и глины; 5—известняки, прикрытые песчано-глинистыми породами; 6—известняки; 7—пески, иногда с линзами известняков; 8—гипсоносные глины с прослоями песка и мергеля; 9—глины с прослоями известняка и мергеля; 10—глины; 11—риффы; 12—направление речного стока

d'Orb., *Tapes gregarius* Goldf., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. obsoletum* Lask., *Donax dentiger* Eichw., *Solen subfragilis* M. Hörn., *Barbantelea hörnesi* Barb., *Duplicata duplicata* Sow. и др.

Южнее с. Каиры верхняя толща среднего сармата сложена известняками с прослоями песчаников, мергелей и глин. В мергелистом прослое мощностью до 0,6 м обнаружены исключительно пресноводные моллюски (*Planorbis*, *Limnaea*). В северной части правобережья р. Днепра, в таких же известняках И. Левинским (1917) обнаружена *Nubecularia novorossica*; нубекуляриевые известняки отмечены П. А. Православлевым (1917) и в долине р. Южный Буг. Мощность известняков в северной части Причерноморской впадины достигает 8—16 м, а в южной увеличивается до 40—50 м (Ново-Алексеевка, Геничск и др.). Необходимо отметить, что мощная толща известняков наблюдается только в районе Присивашья, а на правобережье Днепра они частично или полностью замещены глинами и мергелями.

Песчаные породы среднего сармата (пески и песчаники) широким развитием пользуются на левобережье Днепра, где они обнажаются в долине р. Молочной от с. Большого Токмака до с. Тамбовки; южнее и западнее этих пунктов они вскрыты многими скважинами. Ширина песчаной полосы между рр. Днепром и Молочной достигает 10—40 м. Пески в основном мелкозернистые, иногда с прослоями крупнозернистого и ракушечного известняка (с. Саги, совхоз «Комбайнер» и др.). На отдельных участках пески сцементированы в песчаники (Каменная Могила). В песчаной толще, прилегающей к долине р. Молочной, палеонтологические остатки встречаются редко; они встречены только в виде ядер и отпечатков в песчаниках Каменной Могилы (Мелитопольский район) и у с. Троицкое. Хорошая сохранность раковин моллюсков обнаружена в толще песков у с. Федоровки (совхоз им. Розы Люксембург). Здесь моллюски представлены таким видовым составом: *Maetra fabreana* d'Orb., *Tapes gregarius* Goldf., *Cardium fittoni* d'Orb., *Solen subfragilis* M. Hörn., *Trochus podolicus* Pusch. и др. Кроме морских раковин моллюсков, встречены *Unio* sp. (с. Веселое и с. Копани) и кремневые обломки деревьев (с. Пришиб).

В районе гг. Каховки, Херсона и др. в толще песков среднего сармата встречены прослои известняков до 1,1—3,0 м мощности. В последние годы мощная толща песков среднего сармата вскрыта скважинами и в окрестности с. Копани Херсонской области. Мощность песков здесь достигает 20—28 м. Севернее долины р. Днепра средний сармат сложен в основном глинами и мергелями, а известняки и пески здесь играют подчиненную роль и залегают в виде линзовидных прослоев мощностью от 0,5 до 8,0 м.

В южной части Побужья и Приднестровья преобладают глинисто-мергелистые породы иногда с прослоями песка или песчаника и ракушечника. Глины мергелистые зеленоватого или серо-зеленого цвета, переслаиваются с светло-серыми или серыми мергелями. Мощность прослоев глин колеблется от 0,9 до 10,5 м, а мергелей от 1,2 до 3,3 м (сс. Ново-Павловка, Грациановка, ст. Веселиново и др.). Фауна моллюсков в глинах и мергелях представлена в основном теми же видами, что и в известняках и песках, но она более тонкостенная. Следует отметить, что наряду с морскими моллюсками в южной части Побужья встречено значительное количество наземных (*Helix*, *Pupa*, *Succinea*) и пресноводных (*Unio*, *Planorbis*) моллюсков (с. Безводный, с. Владимировка, с. Каменка и др.). Из позвоночных известны остатки тюленей и китов (сс. Золотая Балка, Белоусовка).

Мощность среднесарматских отложений в северной части Причерноморской впадины достигает 18—22 м, а на юге увеличивается до 50—60 м.

Верхний сармат. Отложения верхнего сармата также имеют повсеместное распространение на территории Причерноморской впадины; размыты они полностью (или частично) только в речных долинах. Сложен верхний сармат известняками, глинами и мергелями, а на отдельных участках водораздела Днепр—Молочная вскрыты верхнесарматские пески и песчаники с редкими и плохо сохранившимися отпечатками и ядрами мактр (*Maetra caspia* Eichw., *M. cf. naliukini* Koles. — Нижне-Серогозский и Веселовский районы).

Более широким распространением по сравнению с песками пользуются известняки, глины и мергели. Известняки ракушечные, оолитовые и мергелистые с маломощными линзовидными прослоями мергеля и глины известны в основном на водоразделах Днепр—Молочная и Днепр—Ингулец. Западнее р. Ингульца известняки постепенно замещаются глинами и мергелями, в которых обнаружены прослой, содержащие пресноводную и наземную фауну моллюсков.

В основании верхнесарматских отложений нередко встречается известняковый конгломерат, в гальке которого встречены среднесарматские моллюски (г. Каховка, с. Михайловка и др.). В глинах и мергелях с известняковой галькой, замещающих конгломерат, обнаружена пресноводная и наземная фауна моллюсков (сс. Каиры, Ново-Алексеевка, Новая Белозерка, Горностаевка и др.). На отдельных участках водораздела рр. Южный Буг—Ингул вскрыты скважинами толщи глин с *Viviparus*, *Unio*, *Planorbis* и др., залегающие непосредственно на отложениях среднего сармата (Еланецкий район). В нижней толще верхнего сармата (окрестности г. Каховки и с. Берислава) Г. И. Молявко и И. Г. Пидопличко (1955) обнаружены представители гиппарионовой фауны: гиппарионы, газели, безрогие носороги, жирафы, мастодонты и др.

В известняках, глинах и мергелях, по данным И. Левинского (1917), А. К. Алексеева (1928), Ф. Е. Лапчик (1936), Г. И. Молявко (1953) и других, встречена фауна моллюсков, состоящая в основном из мактр: *Maetra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula, *M. naviculata* Bailly и др. Кроме того, во многих пунктах встречены пресноводные моллюски *Unio*, *Planorbis*, *Viviparus* и наземные *Helix*, *Pupa*, *Helicella* и др. В бассейне р. Ингульца Ф. Е. Лапчик расчленила толщу верхнесарматских отложений на два горизонта: нижний (оолитовые и мелоподобные известняки с прослоями мергеля и глины и редкой фауной моллюсков: *Maetra bulgarica* Toula, *M. caspia* Eichw.) и верхний (известняки и мергели с мелкими мактрами *Helix*, *Viviparus*, *Hydrobia*).

Необходимо отметить, что в мергелях и мергелистых известняках, залегающих между верхним сарматом и мэотисом, обнаружено в ряде пунктов большое скопление гелисков (сс. Малая Лепегиха, Баратово и др.). Эта толща карбонатных пород представляет собой континентальные образования. Выделенная А. К. Алексеевым так называемая червяковая фация известняков в бассейне р. Ингульца обнаружена во многих пунктах водораздела рр. Днепр—Молочная, но здесь отмечаются разветвленные трубочки, напоминающие корневую систему (г. Геническ, сс. Счастливец, Генический Кут и др.).

В глинисто-мергелистой толще верхнего сармата несколькими скважинами встречены прослой темных глин с плохосохранившимися растительными остатками (сс. Большая Белозерка, Еланец). Изучение спор и пыльцы из этих глин дало возможность установить наличие следующих

растений позднесарматского времени: сосна, ель, липа, кочедыжниковые, аноновые и лавровые (пыльца последних, возможно, переотложена).

На территории Западного Присивашья и в пределах Крымской области верхний сармат представлен такими же известняками, как и в районе Присивашья. Характерной особенностью этих известняков является наличие мшанковых разновидностей, залегающих в верхней толще верхнего сармата. Выше их залегает прослой мергеля с пресноводной фауной моллюсков и прослой углистой глины, пронизанный корнями растений (западнее г. Джанкой). Наличие пресноводных мергелей и углистой глины указывает, что в конце позднесарматского времени эта часть территории представляла собой сушу, на которой накапливались континентальные образования. Мощность верхнесарматских отложений в северной части Причерноморской впадины достигает 10—20 м, а к югу увеличивается до 30—40 м.

Мэотический ярус. Отложения мэотического яруса не имеют такого широкого распространения на юге УССР, как сарматские. Самыми северными пунктами, в которых встречены отложения мэотического яруса, будут: с. Белоусовка (р. Южный Буг), с. Михайловка (р. Висунь), с. Андреевка (р. Ингулец), сс. Золотая Балка и Малая Лепетиха (р. Днепр), совхоз им. Кирова (р. Молочная). В районе Утлюкского лимана мэотис обнаружен скважиной в с. Невском, восточнее он размывает и появляется только в обнажениях, расположенных к востоку от г. Жданова и в Ждановском районе и прослеживается в отдельных пунктах до устья р. Миус. Западнее р. Южного Буга граница распространения морского мэотиса не может быть до сих пор точно установлена в связи с развитием здесь балтских отложений, которые по литологическому составу почти не отличимы от мэотических.

Сложен мэотический ярус известняками, мергелями и глинами. Известняки, ракушечные, оолитовые, мергелистые широко распространены на водоразделе рр. Днепр—Молочная, в Ждановском районе и на водоразделе Ингулец—Днепр. Западнее р. Ингульца известняки постепенно замещаются песками и мергелями. В приустьевой части Днепра (по данным скважин) также наблюдается увеличение глинистых прослоев; известняки здесь играют подчиненную роль (с. Ново-Украинка, остров Тендра и др.). В районе Южного Побужья известняки на отдельных участках полностью выклиниваются и замещаются глинами, а иногда и песками. На основе фаунистических данных П. Л. Осауленко-Шульга (1936) расчленила мэотический ярус на три горизонта: нижний — дозинеувый, средний — церитово-люциновый и верхний — кончерневый. Следует отметить, что дозинии были встречены и в среднем горизонте, а цериты как в среднем, так и в нижнем. Наиболее богатыми палеонтологическими остатками являются нижний и средний горизонты мэотиса. Здесь встречены следующие виды моллюсков: *Congeria pontocarea* Andrus., *Modiola konvexa* Ossaui., *Dosinia maeotica* Andrus., *Cardium mithridatus* Andrus., *Cerithium rubiginosum* Eichw. и др.

На водоразделе рр. Южный Буг — Днестр севернее морских мэотических осадков распространены песчано-глинистые отложения с пресноводной фауной *Uro flabellatus* Goldf., *U. subpartschi* Sinz., *U. novorossicus* Sinz. и др. (балтские отложения). В этой толще осадков встречены остатки позвоночных *Hyparion gracile* Kaup., *Rhinoceros schleiermachi* Kaup., *Hyena exima* Goldf., *Machairodus schlosseri* Weit и др. В районе г. Одессы наблюдается чередование слоев с пресноводной и с типично морской фауной.

Кроме моллюсков и позвоночных, в мэотической толще на правобережье Днепра (г. Одесса, с. Гребенники и др.) обнаружена также и

флора, которая, по данным А. Н. Криштофовича (1914) и Н. В. Пименовой (1937), представлена: *Salix varians* Goer., *S. macrophilla* Нг., *Populus latior* Нг., *Ulmus Braunt* Нг., *Juglans acuminata* А. В. и др.

Мощность мэотических отложений в северной части Причерноморской впадины колеблется от 0,5 до 6 м (сс. Малая Лепетиха, Каиры), а на юге увеличивается до 30—40 м (Сиваш, г. Одесса). Мэотис залегает на верхнесарматских отложениях, иногда заметны явные следы размыва последнего. На севере отложения мэотиса не поднимаются выше 30—40 м (в восточной части) и 50—60 м (в западной) над уровнем моря, а на юге погружаются на 100 м и более под морской уровень.

Балтская свита. В западной части Причерноморской впадины (к западу от р. Южного Буга) распространена своеобразная песчано-глинистая толща, названная Н. Барбот де Марни «балтским ярусом» (Барбот де Марни, 1869б). Балтские отложения представлены мощной толщей (до 60 м) диагональнослоистых мелкозернистых и крупнозернистых песков с прослоями галечников, конгломератов, песчаников и глин. Конгломераты и галечники обычно залегают в верхнем горизонте балтских отложений и состоят из кристаллических и осадочных пород (яшма, кварц, кремль, песчаники и др.).

Как уже отмечалось выше, морские отложения верхнего сармата и мэотиса в северном направлении постепенно сменяются пресноводными. Эта смена особенно ярко выражена в долинах рр. Тилигула и Куяльника, где известняки верхнего сармата, уменьшаясь в мощности, становятся более мергелистыми и песчанистыми и переходят постепенно в пески.

В толще балтских отложений обнаруженная фауна представлена пресноводными формами: *Unio flabellatus* Goldf., *U. novorossicus* Sinz., *U. partscht* Пенеске, *U. subhörnest* Sinz. и др. Кроме того, в этих отложениях часто встречаются и кости позвоночных: носорога, мастодонта, оленя, антилопы и др.

По вопросу о стратиграфическом полжении балтской толщи, а также о ее генезисе имеются различные мнения. Н. Барбот де Марни (1867б), впервые установивший «балтский ярус», синхронизировал его с «бельведским щепнем» Венского бассейна и рассматривал его как речное образование.

Н. А. Соколов (1896б) рассматривал эту толщу как комплекс верхнемиоценовых и плиоценовых отложений, образование которых происходило в конце среднесарматского и в начале плиоценового времени. П. А. Православлев (1917) при характеристике миоценовых отложений рассматривал нижний горизонт балтских отложений как верхний сармат, а верхний — как мэотис.

Р. Р. Выржиковский (1927) отмечает, что начало образования балтских отложений относится или к концу среднего сармата, или к началу верхнего сармата, а окончание к понтическому веку. Что же касается происхождения этих слоев, то он считает их дельтовыми образованиями древних речных систем. Г. Ф. Лунгерсгаузен (1934а) расчленяет балтскую толщу на три отдельных «яруса»: нижний — егорлыкский, средний — тилигульский и верхний — кучурганский. Выделенные им «ярусы» синхронизируются с верхним сарматом, мэотисом и плиоценом.

Плиоцен. Понтический ярус. Отложения понтического яруса залегают трансгрессивно на мэотических осадках и широко распространены на юге УССР, достигая южных окраин кристаллического массива. Отсутствуют эти отложения только в речных долинах на значительной площади Приазовья и Никопольского района, где они размывы в послепонтическое время.

Северная граница распространения понтических отложений проходит с востока на запад, примерно по линии сс. Ново-Алексеевка—Сивашское—Ново-Николаевка—Семеновка—вдоль долины р. Молочной, в направлении с. Натальевки (р. Мокрая Московка) и г. Запорожья (рис. 88). Западнее долины р. Молочной в Приазовском газоносном районе понтические отложения не имеют сплошного распространения, а обнаружены лишь отдельными островками (сс. Анно-Апанлы, Николаевка, Надиевка, Мангуш и др.). На левобережье Днепра отложения понтического яруса обнажаются вдоль берега р. Днепра от г. Запорожья до с. Цюрупинска, а в долине р. Молочной до с. Тамбовки (севернее г. Мелитополя).

В центральной части водораздела рр. Днепр—Молочная отложения понта обнаружены многими скважинами. Они представлены здесь в основном известняками и только в районе р. Молочной известняки частично или полностью замещаются песками. Еще Н. А. Соколов (1889в) толщу понтических отложений расчленил на два горизонта — нижний и верхний.

Нижний горизонт (евпаторийский, по Л. Ш. Давиташвили) представлен оолитовым известняком желтоватого цвета, иногда с примесью песка и мергеля, с фауной дрейссенид (*Dreissensia rosiformis* Pall., *Congeria novorossica* Sinz.) и, реже кардиид. (*Prosodacna littoralis* Eichw.).

Верхний горизонт представлен преимущественно ракушечными известняками с более яркой окраской от желто-бурого до красновато-буроватого цвета: Известняки кавернозные, метаморфизованные, с ядрами и отпечатками фауны плохой сохранности. Из фаунистических остатков здесь преобладают кардиид. На отдельных участках между этими двумя горизонтами обнаружен прослой известняковой гальки.

В районе долины р. Молочной, ниже ракушечного известняка, залегают слой мелкозернистого песка с прослоями серовато-зеленоватой глины и крупнозернистого песка, иногда с галькой кристаллических пород. Пески понта обнаружены и в районе с. Ялты (Ждановский район). В песках обычно имеется значительное количество пресноводной фауны: *Viviparus achatinoides* Desh., *Planorbis*, *Unio*, *Valvata* и др. Мощность понтического яруса в северной части Причерноморской впадины колеблется от 5 до 8 м, а на юге увеличивается до 18—20 м (сс. Ново-Троицкое, Строгановка).

Как уже отмечалось, понтические отложения на значительной площади залегают выше базиса эрозии, достигая на севере абсолютных отметок +120 м. К югу эти отложения погружаются и в районе Присивашья на Черноморском побережье они вскрыты на глубинах от 27 до 40 м (с. Ново-Троицкое, Тюркменский полуостров) до 80—95 м (с. Скадовск, с. Красное) ниже уровня моря. Между рр. Днепром и Южным Бугом, по данным Н. А. Соколова и др., отложения понтического яруса в основном представлены такими же известняками, как и на левобережье Днепра. Здесь также наблюдаются два горизонта: нижний — оолитовый, и верхний — ракушечный.

К северу известняки постепенно переходят в известковые песчаники и даже в конгломерат, сложенный из мелких окатанных обломков, кварца и гнейса (рр. Сагайдак, Березовка, Гнилой Еланец). В долине р. Ингульда, ниже с. Большой Александровки, а также и далее к западу в толще известняков появляются прослой глины и песка (с. Березнеговатое и др.). Глины слоистые, зеленоватого цвета, с фауной кардиид и *Cyprea* плохой сохранности (Алексеев, Гапонов, Крокос, 1917; Синцов, 1894).

Известняково-глинистые отложения понта прослеживаются и далее на запад от долины р. Южного Буга до района Одесского побережья.

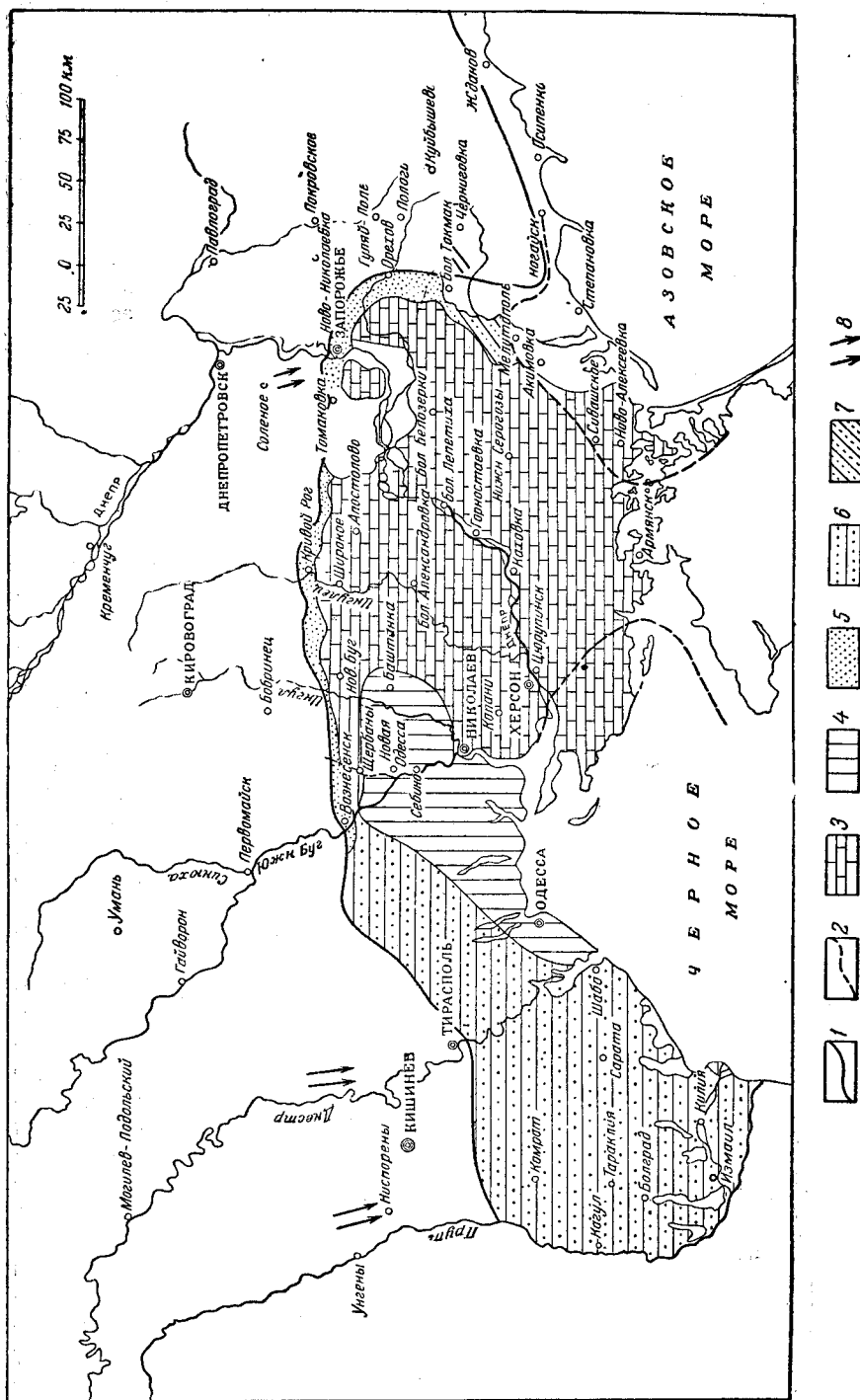


Рис. 88. Распределение понтических отложений на территории Причерноморской впадины
 1—предполагаемая береговая линия понтического моря; 2—предполагаемая береговая линия кимрийского моря; 3—известняки; 4—известняки и глины; 5—пески; 6—пески и глины с известняками; 7—известняки и глины; 8—направление речного стока

В этом районе верхний горизонт понта сложен ракушечным известняком, а нижний — голубоватыми глинами с прослоями мергеля.

В известняках, песках и глинах, по данным Н. И. Андрусова (1917), фауна моллюсков представлена таким видовым составом: *Congeria sub-*

cartnata Desh., *C. galisgensis* Andrus., *C. novorossica* Sinz., *Dreissenia tenuissima* Sinz., *Limnocardium odessae* Barb., *Didacna novorossica* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Unio maximus* Funs., *Anodonta angusta* Sinz., *Viviparus achatinoides* Desh., *Valvata diformis* Fuchs. и др. Кроме моллюсков, в районе г. Одессы обнаружены остатки позвоночных (рыбы, птицы, млекопитающие). Необходимо отметить, что пресноводная фауна в большинстве случаев встречается в нижнем горизонте понта.

В районе г. Одессы (с. Ульяновка) в понтических отложениях, как отмечает Н. А. Соколов (1896б), наблюдаются валуны гранитов и железистых кварцитов (Жевахова гора). Такие же валуны железистых кварцитов отмечены П. А. Православлевым в долине р. Чичиклеи. Мощность понтических отложений в северной части Южного Побужья от трех до семи метров, а на юге увеличивается до 12—20 м.

Отложения понтического яруса на севере гипсометрически не поднимаются выше отметки +120 м. К югу и юго-западу они слабо наклонены и погружаются ниже уровня моря: в районе Присивашья до —30 м, а в районе Скадовска даже до —92 м. Таким образом, амплитуда колебания абсолютных отметок поверхности понта достигает почти 200 м.

Некоторая особенность в залегании понта отмечается Н. А. Соколовым (1889в) и Е. А. Гапоновым (1928) в районе приустьевой части р. Днепра, а также западнее и восточнее г. Одессы. Здесь отложения понта образуют пологие волнистые складки, в результате чего они то появляются в обнажениях побережья Черного моря и речных долинах, то опускаются ниже базиса эрозии.

Киммерийский ярус. Впервые отложения киммерийского яруса установлены в Приазовье и Мелитопольщине на основании только литологического сходства их с керченскими киммерийскими образованиями. Позже М. Н. Пухтинским (1941) в Приазовье и Мелитопольщине во многих скважинах была обнаружена типичная киммерийская фауна. Киммерийскую фауну К. И. Маков констатировал также и в районе побережья Черного моря (Скадовский район).

В Приазовье и Мелитопольщине граница распространения киммерийских осадков проходит по линии: севернее г. Осипенко, с. Ново-Васильевки и г. Мелитополя, западнее сс. Петровского, Ново-Алексеевки и Чонгара.

Литологически киммерийские отложения в этих районах представлены: железистыми песчаниками («табачный камень»), глинами и песками. Железистые песчаники — зеленовато-серого или зеленовато-буроватого цвета с оолитами бурого железняка. Глины — темно-серые, иногда почти черные, сланцеватые, с блестками слюды, изредка с вивианитом. Пески — обычно мелкозернистые, серого или охристо-бурого цвета, иногда с галькой кристаллических пород. Пески, песчаники и глины переслаиваются между собой, причем в северной части Присивашья преобладают песчаные породы, а в южной — глинистые (Маков и Молявко, 1941). Железистые песчаники Приазовья, по данным М. Н. Пухтинского (1941), содержат Fe_2O_3 до 46,61%.

В толще киммерийских отложений Приазовья М. Н. Пухтинский (1941) выделяет три горизонта: верхний — переслаивание железистых песчаников с песками и глинами, средний — глины темно-серые, иногда черные, и нижний — железистые песчаники.

Фауна в киммерийских отложениях встречена скважинами в следующих пунктах: колхоз им. Шевченко, сс. Ботьево, Александровка, Ново-Константиновка, г. Мелитополь и др. Представлена она следующими видами: *Dreissenia rostriformis* Desh., *D. theodori* Andrus., *D. hüoti*

Andrus., *D. angusta* Reuss., *D. karpinskyi* Andrus., *Prosodacna macrodon* Desh., *Phyllicardium alatoplanum* Andrus., *Viviparus* cf. *casaretto* Reuss., *Micromelania* sp.

Мощность киммерийских отложений в Сивашском и Мелитопольском районах колеблется от 2,75 до 9,6 м, на юге Мелитопольщины увеличивается до 16,4—22,9 м, а в Приазовье (Бирючий остров) до 60 м. Залегают киммерийские породы в районе Приазовья на сарматских отложениях, а на Мелитопольщине и в Присивашье на мэотических и понтических. Прикрыты они в основном куяльницкими отложениями, а в районе г. Осипенко, возможно и четвертичными. Глубина залегания киммерийских отложений в прибрежных участках от 12 до 16 м (Мелитополь — Константиновка), а на юге до 40—60 м (Ефремовка — Кирилловка) ниже уровня моря

В районе левобережного Причерноморья киммерийская фауна обнаружена К. И. Маковым в сс. Федоровке, Карге и г. Скадовске; позже она была обнаружена и в других населенных пунктах этого района, но в переотложенном состоянии. В Скадовском районе (с. Алексеевка, с. Тарасовка и др.) киммерийские отложения представлены песками темно-зеленого и темно-серого цвета с прослоями железистого песчаника и зеленовато-серой глины. Раковины моллюсков, обнаруженные в керне скважин на участке колхоза «Луч» Скадовского района в с. Карге, г. Скадовске и с. Красном и др. представлены такими формами: *Dreissenia angusta* Reuss., *Dreissenia theodori* Andrus., *Prosodacna macrodon* Desh., *Didacna* sp. (Маков и Молявко, 1941). Мощность киммерийских отложений, по данным скважин Голопристанского и Скадовского районов, достигает 20 м. Глубина залегания 81—84 м от поверхности. Залегают они на размытой поверхности понтических отложений или на красно-бурых глинах, уцелевших от размыва на небольших участках в районе Присивашья.

Куяльницкий ярус. Куяльницкие отложения известны в Одесском районе, в низовьях левого берега Днепра, в Присивашье и в Приазовье. Выходы их на поверхность наблюдаются только в Одесском районе, а на остальной территории они залегают ниже уровня моря и обнаружены скважинами. Первые сведения о куяльницких отложениях в районе г. Одессы имеются в работах И. Ф. Синцова (1893, 1894). Позже этим отложениям были посвящены работы и других исследователей юга УССР — Н. А. Соколова (1896б), Н. И. Андрусова (1929), Т. А. Мангикиана (1924, 1929) и др.

В районе г. Одессы куяльницкие отложения распространены в южной части Куяльницкого и Хаджибейского лиманов. Представлены эти отложения песчаными и глинисто-песчаными породами, залегающими в древних ложбинах, врезанных в понтические известняки. Пески, обнажающиеся на правом берегу Куяльницкого лимана, обычно желтого или серого цвета, местами с глинистыми прослойками. Мощность их достигает 15 м. В песках обнаружена богатая фауна, которая по данным Т. А. Мангикиана (1924) представлена следующими видами: *Dreissenia polymorpha* Pall., *Didacnomya vulgaris* Sinz., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus., *Cyclas rivicola* Leach., *Unio tanphilievi* Mang., *U. tumides* Retz., *Bythinia tentaculata* L., *Hydrobia syrmyca* Saba., *Neritina punctato-lineata* Sinz., *Planorbis corneus* L., *Viviparus dresselti* Tougn. и др.

В балке Крыжановской (окрестности с. Крыжановки) куяльницкие отложения представлены глинами серо-зеленоватого и зеленовато-желтого цвета, книзу переходящими в пески. Мощность их (до дна оврага) около 5 м. В глинах и песках содержится значительное количество фауны: *Dreissenia polymorpha* Pall., *Didacnomya vulgaris* Sinz., *Monodacna subriegeli* Sinz., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus., *Unio*

alexeevi M a n g., *U. kujalnicensis* M a n g. и др. Наличие смешанной пресноводной и морской фауны, а также ограниченное распространение куяльницких отложений в Одесском районе указывает на лиманный тип их образования.

В приустьевой части левобережья Днепра, в Присивашье и Приазовье на киммерийских отложениях, а в местах, где они отсутствуют, непосредственно на понте залегает песчано-глинистая толща, которая многими авторами была отнесена к верхнему плиоцену и сопоставлялась с куяльницким ярусом. Позже Г. И. Молявко (1940, 1950) в этих отложениях была обнаружена куяльницкая фауна.

В Скадовском районе куяльницкие отложения констатированы скважинами в с. Ульяновке, пос. Шевченко, на территории колхоза «Луч», в с. Карге. Представлены эти отложения песками и глинами, переслаивающимися между собой. Пески серые или светло-желтые, мелкозернистые, глины серовато-зеленые или темно-серые, плотные. В песках и глинах этих скважин обнаружено значительное количество фауны: *Dreissensia polymorpha* P a l l., *D. rostriformis* D e s h., *Prosodacha subkujalnicensis* K r e s t., *Limnocardium litanicum* K r e s t., *L. skadovskense* E b e r s., *Unio*, *Valvata* и др. Восточнее Скадовского района, в сс. Адаманы, Хорлы и далее на Перекопском перешейке и в Западном Присивашье многими скважинами вскрыта толща беловато-желтых мелкозернистых песков с прослоями глин, без фауны; пески залегают ниже толщи лёссовидных суглинков, верхнеплиоценового возраста.

На Мелитопольщине и в Восточном Присивашье в толще глин серовато-зеленоватого цвета с прослоями мелкозернистого песка, скважинами в сс. Ново-Алексеевке и Чокрак (Арабатская стрелка) обнаружена куяльницкая фауна: *Dreissensia polymorpha* P a l l., *D. fogti* E b e r s., *D. theodori* A n d r u s., var. *kubantica* A n d r u s., *Monodacna* cf. *subriegelti* S i n z., *Prosodacna* cf. *kujalnicensis* K r e s t., *Limnocardium* cf. *litanicum* K r e s t., *Valvata* sp. и др. Куяльницкие дрейссенсии обнаружены и в скважинах окрестностей сс. Кирилловки и Тимошевки (Молявко, 1950). Мощность куяльницких отложений в Скадовском районе достигает 12,5—20 м, а на Мелитопольщине, в Присивашье и в Приазовье от 2 до 30 м. Залегают эти отложения на глубинах 27 м (с. Кирилловка), 22,56 м (с. Покровка Вторая), 43,5 м (с. Ново-Алексеевка), а в Скадовском районе от 52,3 до 87 м.

Куяльницкие отложения залегают на киммерийских слоях (в границах их распространения), а на остальных участках — на осадках понтического яруса.

Акчагыльский ярус. К акчагыльскому ярусу отнесены отложения таманского горизонта, обнаруженные Г. И. Молявко (1948) на Чонгарском полуострове и на территории Крыма (участок № 40, сс. Предмостное, Емельяновка и др.). Представлены эти отложения глинисто-песчаными породами. Глины серовато-зеленые, а пески светло-серые, мелкозернистые, залегающие прослоями в толще глин мощностью от 0,5 до 1 м. В глинах и песках обнаружено значительное количество фауны: *Avimactra subcaspi* A n d r u s., *Avimactra* cf. *karabugasica* A n d r u s., *Cardium dombri* A n d r u s., *Unio* sp., *Valvata* sp. и др. Мощность таманского горизонта колеблется от одного до 14 м, а глубина залегания от 20 до 90 м.

Неогеновые отложения Молдавской ССР

Неоген в Молдавской ССР, так же как и на территории УССР, представлен миоценом и плиоценом. Из миоценовых отложений здесь известны: тортонский, сарматский и мэотический ярусы. Плиоценовые отло-

жения наиболее широко развиты в южной части республики и, в частности в юго-западной части Одесской области. Представлены они понтическим ярусом, руссильонскими и поратскими слоями.

Миоцен. Тортонский ярус. Отложения тортонского яруса в границах Молдавской ССР имеют значительное распространение, занимая ее северную, северо-западную части, а также районы, прилегающие к долине р. Прута (рис. 86). В работах В. Н. Корценштейна (1953а) и П. К. Иванчука южная и юго-восточные границы распространения среднемиоценовых отложений показаны неверно. На своих структурных палеогеографических и палеотектонических картах они нанесли средний миоцен в виде субширотной полосы от долины Прута до ж.-д. ст. Арцыз, проходящей несколько севернее г. Болграда. П. К. Иванчук обосновывает выделение в этих районах среднего миоцена наличием среднемиоценовых фораминифер в разрезе с. Садовое. Однако список фораминифер из этого разреза не приводится, а дается только общий список для среднего миоцена Молдавской ССР в целом. К сказанному следует добавить, что в описании того же разреза, приведенного в 1951 г. в работе Г. В. Багиряна, о наличии тортона не упоминается. В нем, как видно из описания, нижнесарматские отложения на глубине 302 м залегают непосредственно на палеогене. В ряде других разрезов (сс. Ореховка, Огородное, Ивановка, г. Болград и др.), описанных для района между р. Прут и с. Садовое, а также для некоторых смежных районов (сс. Плахтеевка, Подгорное, Каушаны и др.), как показали микропалеонтологические исследования, средний миоцен (тортонский ярус) отсутствует. Наиболее древними слоями неогена в этих разрезах являются среднесарматские отложения, залегающие на верхнем палеогене или более древних образованиях. Такая же ошибка в положении границ среднего миоцена имеет место и в работе В. Н. Корценштейна (1953а).

К северу, северо-западу и западу среднемиоценовые отложения развиты за пределами Молдавской ССР на больших площадях Хмельницкой, Станиславской, Тернопольской, Черновицкой и других областей УССР.

Залегая на размытой поверхности силурийских, меловых и эоценовых пород, рассматриваемые отложения представлены в основании толщи базальным конгломератом, зелеными песчанистыми глинами, мощной толщей перекристаллизованных известняков, мергелями, глинистыми песками и белыми, чистыми, сыпучими кварцевыми песками, содержащими большое количество хорошо сохранившихся раковин моллюсков, фораминифер, остракод, мшанок и других органических остатков. В припрутской части Молдавской ССР среднемиоценовые отложения выражены главным образом серыми, светло-серыми, плотными, перекристаллизованными известняками с прослоями плотного мергеля.

Из органических остатков в известняках обнаружено небольшое количество плохо сохранившихся отпечатков и ядер: *Ostrea* sp., обломки панцирей и иглы морских ежей. Фораминиферы представлены значительным количеством плохо сохранившихся ядер¹: *Miliolina* cf. *consobrina* (d'Orb.), *M.* cf. *austriaca* (d'Orb.), *M.* cf. *contorta* (d'Orb.), *Spiroloculina* sp., *Nodobacularella* sp., *Nonion boueanus* (d'Orb.), *Elpidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (L.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *E. fichtellianum* (d'Orb.), *Borelis melo* (F. et M.), *Spirolina* sp., *Dentritina* cf. *elegans* d'Orb., *Peneroplis* sp., *Asterigerina* cf. *planorbis* d'Orb., *Cibicides* sp.

В отдельных разрезах в Унгенском и Ниспоренском районах под вышеописанными известняками залегают светло-зеленые, плотные, песчанистые глины мощностью от 5 до 10 м, со значительным количеством весьма

¹ Определения фауны фораминифер произведены В. Я. Дидковским.

мелких раковин *Rotalia beccarii* (Linne) и редкими мелкими дегенеративными формами *Elphidium* sp. и *Miliolina* sp. Отсутствие типичной среднемиоценовой фауны моллюсков, широко распространенной во всей толще описываемых пород, и вместе с тем значительное развитие представителей *Rotalia beccarii* (Linne), обладающей широкой приспособляемостью к различным условиям среды и особенно большому опреснению, свидетельствует, по-видимому, об опреснении отдельных участков среднемиоценового бассейна в его начальной фазе развития.

Севернее г. Унген среднемиоценовые отложения подстилаются базальными конгломератами, состоящими из меловых пород; мощность конгломератов 1—2 м. Восточнее, в бассейне р. Днестра, конгломератовидные породы, залегающие в основании описываемой толщи, почти не наблюдаются. В этом же направлении известняки, широко распространенные в Припрутьи, постепенно переходят в мергели, глины, глинистые пески с ракушечным детритусом и в чистые пески с многочисленными раковинами моллюсков. Ракушечные известняки припрутского типа наблюдаются в виде маломощных прослоев. Преобладающими породами являются светло-зеленые песчанистые мергели и светло-серые с желтоватым оттенком пески. Наиболее характерные и полные разрезы среднемиоценовых отложений наблюдаются в обнажениях правого берега Днестра, в районе с. Бурсук. Верхняя часть среднемиоценовой толщи в указанном районе выражена глинами и песками светло-серого и желтовато-серого цвета с галькой верхнемеловых кремней. Органические остатки наблюдаются редко и обычно плохой сохранности. Мощность этих отложений колеблется от 5 до 7 м.

Нижняя часть разреза представлена зеленовато-серыми песчанистыми мергелями с большим количеством хорошо сохранившихся раковин моллюсков. Согласно определениям И. М. Сухова (1950) они представлены такими формами: *Phacoides columbella* Lam., *Loripes nivea* Eichw., *Cardium* cf. *multicostatum* Brocc., *Gibbula* cf. *picta* Eichw., *Callistoma* cf. *anceps* Eichw., *Scaphander lignarius* L., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Natica millepunctata* Lam., *Terebralia bidentata* Grat. var. *lignitarum* Eichw., *Turritella bicarinata* Eichw., var. *scalaria* Buch., *T.* aff. *pythagoraica* Hilb., var. *indigena* Eichw., *Columbella* aff. *subnassoides* Friedb., *Nassa obliqua* Hilb., *Murex austriacus* Tourp., *Acenebra crinacea* L., *Clavatula* cf. *doderbeini* Hoern и др.

Данные слои содержат также большое количество хорошо сохранившихся раковинок фораминифер и остракод. Наиболее часто встречающимися формами являются следующие: *Textularia deperdita* d'Orb., *T. mageriana* d'Orb., *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *M. austriaca* (d'Orb.), *M. austriaca* (d'Orb.), *M. contorta* (d'Orb.), *M. seminulum* (L.), *M. pauperata* (d'Orb.), *M.* cf. *hattingeri* (d'Orb.), *M. juleana* (d'Orb.), *M. arhetypa* sp. nov., *Spiroloculina exavata* d'Orb., *Hauerina ornatissima* Karer, *Articulina nitida* d'Orb., *Nodobaculariella faveolata* sp. nov., *Globulina gibba* d'Orb., *Glandulina laevigata* d'Orb., *Nonion boueanus* d'Orb., *N. tuberculatum* (d'Orb.), *Astrononion laskarevi* Bogd., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. fichtellianum* (d'Orb.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *Dendritina elegans* d'Orb., *Spirolina austriaca* d'Orb., *Virgulina schreibersiana* Cz., *Bolivina dilatata* Reuss., *Reussella sptnulosa* (Reuss.), *Discorbis imperatoria* (d'Orb.), *D. obtusa* (d'Orb.), *D.* aff. *stellata* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (Linne), *Cancris brongniarti* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (W. et F.) и др.

Кроме того, здесь же обнаружены в большом количестве остатки мшанок, червей, иглы морских ежей и др. Весьма интересно, что раковинки некоторых видов *Miliolina*, *Textularia*, *Elphidium* и других мас-

сивны и достигают значительных размеров. Так, например, *Miliolina seminulum* (Lippe) достигает 3—4 мм в длину, в то время как нормальная ее длина не превышает 1 мм. Видовой состав фауны, массивность и крупные размеры раковин как моллюсков, так и фораминифер указывают на мелководный характер бассейна, в котором они обитали.

Западнее г. Могилева-Подольска в среднемиоценовых отложениях преобладают светло-серые чистые кварцевые пески, содержащие чрезвычайно богатую фауну моллюсков и фораминифер. Глинистые породы с редкими обломками раковин моллюсков маломощны и не имеют сплошного распространения.

Для характеристики среднемиоценовых отложений названного района, являющегося самым северным в Молдавской ССР, приводим разрез из железнодорожной выемки между ст. Неславче и ст. Барново, описанный В. Д. Ласкаревым (1896).

- | | |
|---|-------|
| 1. Современная почва. | |
| 2. Известняк желто-серый, оолитовый, разбитый на отдельные глыбы . . . | 0,4 м |
| 3. Песок желтовато-серый, с обломками раковин моллюсков, водоносный | 0,7 м |
| 4. Глина грязновато-зеленая, с бурыми пятнами, сланцеватая, с мергелистыми стяжениями причудливой формы. Из фауны моллюсков встречены обломки <i>Cardium turonicum</i> Mayer. | 1,4 м |
| 5. Песок светло-серый, крупнозернистый, с кремневой галькой и обломками раковин моллюсков . . . | 0,2 м |

6. Песок светло-серый, более мелкозернистый, кварцевый, чистый, сыпучий, с многочисленными раковинами моллюсков: *Anomia striata* Brocchi, *Arca barbata* L., *A. noae* L., *A. turonica* Duj., *Cardium papulosum* Poli, *C. turonicum* Mayer, *Cutherea crycina* Lk., *Donax intermedia* Hörn., *Ervilia pusilla* Phil., *Lucina dentata* Bast., *Ostrea cochlear* Poli, *O. digitata* Dub., *Pectunculus pilosus* Lk., *Tellina* cf. *donocina* L., *Venus cincta* Eichw., *Nassa dujardini* Hörn., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Cerithium deforme* Eichw., *Fisurella graeca* Lk., *Natica millepunctata* Lk., *Rissoa inflata* Andrz., *Turritella turis* Bast., *Trochus patulus* Brocc., *Dentalium badense* Partsch.

Фауна фораминифер представлена огромным количеством следующих форм: *Textularia deperdita* d'Orb., *T. mageriana* d'Orb., *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *M. seminulum* (L.), *M. contorta* (d'Orb.), *M. austriaca* (d'Orb.), *M. boueana* (d'Orb.), *M. badensis* (d'Orb.), *M. pauperata* (d'Orb.), *M. archetypa* sp. nov., *M. juleana* (d'Orb.), *M. akneriana* (d'Orb.), *M. mageriana* (d'Orb.), *Spiroloculina excavata* d'Orb., *Hauerina ornatisissima* Karrer., *Articulina nitida* d'Orb., *Pyrgo affinis* d'Orb., *P. inornata* (d'Orb.), *P. lunula* (d'Orb.), *Nodoloculariella faveolata* sp. nov., *N. decora* sp. nov., *Guttulina communis* d'Orb., *G. austriaca* d'Orb., *Globulina aff. acuta* d'Orb., *Nonion boueanus* (d'Orb.), *N. tuberculatum* (d'Orb.), *Astranonion laskarevi* Bogd., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. fictitellianum* (d'Orb.), *E. crispum* (L.), *E. indigenum* (Eichw.), *E. rugosum* (d'Orb.), *E. podolicum* sp. nov., *Dentolina elegans* d'Orb., *Spirolina austriaca* d'Orb., *S. kroossi* Bogd., *S. bidentata* sp. n. (d'Orb.), *Borelis melo* (F. et M.), *B. haueri* (d'Orb.), *Orbiculina rotella* d'Orb., *Bolivina dilatata* Reuss, *B. floridana* Reuss, *Bulimina elongata* d'Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Discorbis impeccator* (d'Orb.), *D. obtusa* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (L.), *Cancris brongiarti* d'Orb., *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides lobatus* (W. et J.), *C. aff. austriaca* (d'Orb.).

- | | |
|---|-------|
| 7. Песок грязно-зеленый, с бурыми пятнами, сильно глинистый. Видимая мощность | 2,1 м |
|---|-------|

Перечисленная фауна также указывает на мелководный характер бассейна, в котором она обитала; условия этого бассейна (соленость, температура, характер морского дна) были весьма благоприятны для интенсивного ее развития.

В отличие от вышеописанных районов, разрез в средней части Припутья характеризуется иным литологическим составом. Здесь, близ г. Фалешты, распространены светло-зеленоватые глины с хорошо

сохранившимися ядрами фораминифер, видовой состав которых существенно отличается от фораминифер, характерных для упомянутых выше известняков, песков и мергелей. В серо-зеленоватых глинах отсутствуют представители семейств: Miliolidae, Peneroplidae, Alveolinellidae, Amphisteginidae и др., широко распространенные в песках и мергелях. Наряду с этим в глинах в значительном количестве представлены Lagenidae, Polymorphinidae, Buliminidae, Globigerinidae, Anomalinidae. Семейство Nonionidae представлено главным образом *Nonion boueanus* (d'Orb.) и *N. tuberculatum* (d'Orb.). Этот состав фауны указывает на более глубоководный характер ее содержащих осадков.

В крайних северо-западных и западных районах Молдавской ССР среднемиоценовые отложения имеют весьма разнообразный литологический состав. В этих районах, кроме вышеперечисленных литологических разновидностей, появляются песчаники, гипсы и изредка вулканические туфы.

Чрезвычайно характерны для среднемиоценовых отложений Молдавской ССР также плотные, сильно перекристаллизованные, ноздреватые известняки с многочисленными нуллипорами, устрицами, пектенами, трохусами и др. Эти известняки слагают возвышенные части современного рельефа, так называемые толтры или медоборы. Последние простираются неширокой полосой от г. Броды, сохраняя юго-юго-западное направление, проходят восточнее г. Хотина, далее через северную часть Молдавской ССР и у с. Стефанешти на р. Прут уходят в Румынию. Толтры в рассматриваемом районе представляют собой барьерные рифы. Начало их формирования относится к среднему миоцену; как считает ряд исследователей, оно завершилось в нижнем сармате.

К тортонскому ярусу, по всей вероятности, следует отнести и так называемый подольский ярус, установленный Р. Р. Выржиковским (1927). Эти отложения обычно не содержат ни макро-, ни микрофауны и лишь Н. В. Думитрашко (1929б) на левобережье Днестра у с. Кучи в верхней части разреза подольских отложений была обнаружена фауна явно тортонского возраста. Отложения подольского «яруса» представлены зелеными плотными глинами. Залегают они на размытой поверхности сеноманских пород.

Вопрос о возрасте подольского «яруса» еще не может считаться окончательно решенным. Б. П. Жижченко (1940), Т. Ф. Евсеев (1949) относят его к нижнему миоцену. В. Г. Бондарчук (1947), И. М. Сухов (1950), используя новейший фактический материал, пришли к выводу, что отложения подольского «яруса» не могут считаться более древними, чем второй средиземноморский ярус. Такого же мнения придерживается и А. Г. Эберзин, указывая, что осадки представляют прибрежную фацию второго средиземноморского яруса. И. К. Королюк (1952) без достаточных на то оснований считает отложения подольского «яруса» верхнетортонскими. Осадки прибрежной фации некоторых неогеновых бассейнов, как показали исследования последних лет, большей частью представлены песчано-глинистыми образованиями, лишенными ископаемых организмов. Чрезвычайно наглядная картина в этом отношении наблюдается на отдельных участках трассы Южно-Украинского канала в его главной части. Здесь сеть буровых скважин в северном и восточном направлении установлен переход известняков, мергелей и глин, изобилующих фауной моллюсков и фораминифер, в однообразную толщу, литологически весьма близкую к образованиям так называемой полтавской свиты. Отсутствие органических остатков в отложениях подольского «яруса», являющихся прибрежной фацией второго средиземноморского (тортонского яруса), и приводило ряд исследователей к разноречивому истолкованию их возраста.

Сарматский ярус. Отложения сарматского яруса Молдавской ССР многими исследователями расчленены на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижний сармат. Отложения нижнесарматского подъяруса залегают на отложениях тортона без заметного перерыва. Местами породы тортона и нижнего сармата имеют одинаковый литологический состав (плотные перекристаллизованные известняки, не содержащие фауны моллюсков); в этих случаях граница между ними может быть установлена только палеонтологическим методом.

Литологически отложения нижнего сармата весьма разнообразны. Наиболее распространенными являются известняки различного состава: раковинные, раковинно-детритусовые, детритусово-оолитовые, оолитовые, песчаные, глинистые, мергелистые и др. Известняки в большинстве случаев перекристаллизованные, очень плотные; некоторые разновидности сильно кремнистые. Изредка наблюдаются ноздреватые разновидности, в которых пустоты выполнены кристаллами кальцита. Некоторые разновидности песков содержат большее или меньшее количество мелкой кварцевой гальки. Местами встречаются прослои конгломерата, состоящего из галек пород мелового и палеозойского возраста и еще реже миоценового и нижнесарматского возраста. Последние характеризуют, как указывает А. Г. Эберзин, «внутриформационные перерывы».

Глинистые породы нижнего сармата также имеют значительное распространение. Преобладающей разновидностью являются зеленовато-серые слоистые песчаные глины с тонкими прослойками, или присыпками по напластованию, тонкозернистых кварцевых слюдястых песков. В северо-западной, приднестровской, части республики наблюдаются маломощные прослои зеленых и темновато-серых пластичных глин, близких местами по своему составу к бентонитовым. Мергельные глины и мергели не имеют широкого распространения и встречаются в виде маломощных прослоев и линз.

Мощность нижнесарматских отложений колеблется от нескольких до 70 м; средняя мощность примерно 30—45 м. Увеличение мощности наблюдается в южном и западном направлениях. Такое возрастание мощности, по-видимому, находится в тесной связи с прогибанием припрутской части бассейна в нижнесарматское время. Донный рельеф нижнесарматского бассейна был весьма неровным, что также оказало влияние на колебания мощности его осадков.

Площадное распределение литологически различных осадков в разных частях республики неодинаково. В приднестровской части наблюдается чередование известняков, песков и глин, а в припрутской — преобладают плотные известняки и мергели. Для характеристики литологического состава нижнесарматских отложений приводим наиболее типичный разрез (с. Напад, Вертюжанского района, правый берег р. Днестра). Разрез описан сверху вниз.

- | | |
|---|-------|
| 1. Известняк светло-серый с желтовато-охристыми прослоями, оолитовый, плотный с немногочисленными <i>Cardium lithopodolicum</i> Dub., <i>Ervilia dissita</i> Eichw., <i>Maetra eichwaldi</i> Lask., <i>Tapes vitalianus</i> d'Orb. | 2,2 м |
| 2. Песчаник светло-серый, сильно известковистый | 6 м |
| 3. Известняк серый, с желтоватыми прослоями песчаный, внизу с прослоями ракушечных известняков и мелкозернистых песков. В прослоях ракушечного известняка встречены: <i>Cardium gracile</i> Pusch., <i>Ervilia dissita</i> Eichw., <i>Maetra</i> sp., <i>Tapes</i> sp. | 6,3 м |
| 4. Песок светло-серый, мелкозернистый, слегка слюдястый, известковистый, с прослоями плотного песчаника и рыхлого раковинного известняка с многочисленными <i>Cardium gracile</i> Pusch., <i>C. vindobonense</i> Lask., <i>Maetra eichwaldi</i> Lask., <i>Modiolus sarmaticus</i> Gat., <i>Solensubfragilis</i> M. Hörn., <i>Duplicata duplicata</i> Sow. и др. | 7 м |

5. Известняк светло-серый, раковинный, с отпечатками и ядрами *Cardium gracile* Pusch., *C. vindobonense* Lask., *Maetra eichwaldi* Lask., *Modiolus sarmaticus* Gat., *Cerithium* sp. 1 м
6. Песок серый, внизу ржаво-бурый, среднезернистый, известковистый с раковинами *Cardium vindobonense* Lask., *Maetra eichwaldi* Lask. и др. 1 м
7. Известняк светло-серый, раковинный, с тонкими прослоями раковинно-мергельных плотных известняков, с отпечатками кардид, мактр и др. 2,5 м
8. Песок светло-зеленовато-серый, мелкозернистый, известковистый, с хорошо сохранившимися раковинами *Cardium vindobonense* Lask., *C. kasinkense* Koles., *Maetra eichwaldi* Lask., *Modiolus sarmaticus* Gat., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Solen subfragilis* M. Högn., *Potamides mitralis* Eichw. 1,3 м
9. Конгломератовидные породы, сцементированные в верхней части зеленовато-желтыми глинами, с прослоями песчано-раковинного детритуса с *Potamides disjunctum* Eichw. В подошве слоя обнаружены *Cardium vindobonense* Lask. 0,8 м
10. Глины зеленовато-желтые, пластичные, гипсоносные, среднемиоценового возраста.

Приведенный разрез является наиболее типичным для приднестровской части республики, хотя в отдельных районах значительного развития достигают различные глинистые породы. В западном направлении глинистость пород нижнего сармата увеличивается. Литологический состав и характер фауны, в них содержащейся, указывает на более глубоководные условия образования. В этом направлении в глинисто-мергелистых породах среди фауны моллюсков, наряду с эрвилиями, появляются *Cryptomaetra pseudotellina*, мелкие тонкостенные кардиды, а из фораминифер — мелкие тонкостенные милиолины, артикулины, энтослении и др., характерные для более глубоководных осадков нижнего сармата.

В припрутской части республики описываемые осадки представлены плотными мергелистыми известняками, мергелями и мергелистыми глинами. Последние, нередко, весьма слюдистые, с присыпками тонкозернистого песка по плоскостям напластования. При этом следует отметить, что нижняя часть описываемых осадков выражена преимущественно известняками с прослоями песчаников, песков и ракушечников; верхнюю — слагают глины и мергели значительной плотности.

Нижняя известковистая толща, как указывает А. Г. Эберзин, содержит значительное количество окатанных и сильно раздробленных раковин. К числу наиболее распространенных форм относятся: *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. ruthenicum* Hilb., *C. cf. praeplicatum* Hilb., *Ervillidissita* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *Modiolus incrassatus* d'Orb., *M. papillio* Gat., *M. sarmaticus* Gat., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Cerithium rubiginosum* Eichw., мшанки, кольчатые черви. Фауна фораминифер представлена немногочисленными, плохо сохранившимися ядрами *Miltoлина* (несколько видов) *Nonion cf. subgranosus* (Egger.), *N. cf. depressulum* (W. et B.), *Elphidium crispum* (L.), *E. macellum* (F. et M.). Приведенный комплекс фауны указывает на мелководный характер осадков, ее содержащих. Такие танатоценозы известны для осадков прибрежной зоны нижнесарматского бассейна Украины и Крымско-Кавказской области.

Верхняя глинисто-мергелистая часть описываемой толщи, кроме фауны моллюсков, фораминифер, рыб и червей, содержит редкие растительные остатки. Весьма характерно, что в глинистых осадках, наряду с многочисленными формами моллюсков, наблюдающихся в нижележащей толще, встречен ряд новых стратиграфически важных форм. К ним относятся: *Cryptomaetra pseudotellina* Andrus., *Maetra andrussovi* Koles., *Cardium ex gr. subfittoni* Andrus., *C. ex gr. suessi* Barb., *C. cf. gatuevi* Koles., *C. ex gr. protractum* Eichw. и др. Из фораминифер в глинисто-мергельных породах Унгенского, Ниспоренского и дру-

гих районов Припутья обнаружено небольшое количество плохо сохранившихся раковин и ядер следующих форм: *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *M. reussi* Bogd., *M. collaris* (Gerke), *Articulina problema* Bogd., *Nonton subgranosus* (Egger.), *N. martkobi* Bogd., *N. aff. punctatus* (d'Orb.), *N. depressulum* (W. et Y.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *E. josephina* (d'Orb.), *E. crispum* (L.), *Entosolonia cubanica* Bogd., *E. marginata* (W. et B.).

Наличие среди приведенного комплекса фауны таких представителей моллюсков, как: *Cryptomactra pseudotellina* Andrus., *Cardium* ex gr. *subfittoni* Koles., *C.* ex gr. *suessi* Barb. и др., а также фораминифер *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *M. reussi* Bogd., *M. collaris* (Gerke), *Articulina problema* Bogd., *Entosolonia cubanica* Bogd. и др., свидетельствует о более глубоководных условиях образования пород, содержащих эту фауну. Судя по распространению аналогичной фауны на юге СССР и Крымско-Кавказской области, осадки, ее содержащие, могут быть отнесены к образованиям нижних частей прибрежной зоны.

В юго-восточной Придунайской части республики нижнесарматские отложения, залегающие на значительных глубинах, изучены слабо. Многочисленные разрезы, описанные в Болградском и смежных районах, нижнесарматских отложений не содержат. Только в отдельных разрезах наблюдается маломощная толща осадков нижнего сармата, представленная известняками, мергелями и песчаниками. В разрезе г. Болграда, например, наблюдаются только глинисто-мергелистые породы, с редкими плохо сохранившимися раковинами и отпечатками моллюсков. Фауна фораминифер здесь весьма скудная и представлена главным образом родами *Nonion*, *Elphidium* и др., получившими широкое развитие в более позднее среднесарматское время. Анализ многочисленных разрезов также указывает на мелководный характер нижнесарматского бассейна в Придунайской части республики.

Средний сармат. Отложения среднего сармата в границах Молдавской ССР имеют повсеместное распространение (рис. 87). В долине Днестра и его правобережных притоков они выходят на дневную поверхность, а южнее постепенно погружаются и залегают ниже базиса эрозии. В некоторых районах Припутья глубина залегания среднесарматских пород от поверхности достигает 110—180 м (с. Лапушна, гг. Ниспорены, Унгены). Литологический состав их характеризуется значительным непостоянством; они представлены известняками и песчано-глинистыми породами. Преобладающими образованиями являются органогенные известняки (раковинные, нубекуляриевые, мшанковые, водорослевые). Несколько в меньшем объеме наблюдаются известняки оолитовые, мергелистые, глинистые, песчанистые, мергели, а также терригенные осадки: пески, песчаники, гравий, галечники, конгломераты, глины.

Мощность рассматриваемых осадков, так же как и их литологический состав, варьирует в значительных пределах. В северной части республики она незначительна и не превышает 10—15 м. В южном направлении она постепенно возрастает, а в отдельных районах Припутья (с. Лапушна, гг. Ниспорены, Унгены) достигает 200—350 м. Средняя мощность колеблется в пределах 100—150 м.

По литологическому составу и фаунистическим остаткам в границах Молдавской ССР можно выделить несколько областей, отличающихся своеобразными чертами. К таким областям относятся:

1. Приднестровье — долина р. Днестра от г. Могилева-Подольского до г. Дубоссар с системой правобережных притоков до водораздела с р. Прутом;

2. Припрутье — долина р. Прута с сопредельными районами Унгенским и Ниспоренским;

3. Придунайская область, юго-западная часть Одесской области и сопредельные районы юго-восточной части Молдавской ССР.

В Приднестровье широко распространены известняки, оолитовые пески и ракушечные детритусовые пески, реже глины и мергели. Наиболее широкого развития достигли известняки, особенно во второй половине среднесарматского века. На значительной площади от р. Днестра до г. Кишинева и далее в сторону р. Прута они выражены преимущественно весьма плотными разновидностями, представляющими собой продукт рифообразования. От с. Каменки по направлению к г. Кишиневу распространены весьма плотные известняки как раковинные, так и своеобразные фораминиферовые, состоящие почти нацело из раковинок спиринол и нубекулярий (нубекуляриевый известняк). Раковинные и фораминиферовые известняки содержат большое количество моллюсков: *Cardium fittoni* d'Orb., *C. obsoletum* Eichw., *C. venustum* Koles., *C. pseudosemitulcatum* Andrus., *C. plicatofittoni* Koles., *Mastra podolica* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch., *T. tricuspis* Eichw., *Tornatina okent* Eichw. и многих других. Наиболее богатая фауна моллюсков наблюдается в нубекуляриевых известняках и песках в Кишиневском районе, где число видов достигает 150.

Фораминиферы представлены большим количеством раковинок и ядер: *Mittolna consobrina* (d'Orb.), var. *plana* Gerke, *M. voloschinovae* Bogd., *M. perlucina* Bogd., *M. pauperata* (d'Orb.), *M. cubanica* Bogd. var. *depressula* var. nov., *M. tschernyschovi* sp. nov., msc., *M. bogdanovitschi* sp. nov., msc. *Nubecularia novorossica* Karrer et Sinz. f. *deformis* Karrer et Sinz., *Flintina kischenevi* sp. nov., msc. *Ptychomittola sarmatica* sp. nov., msc. *Meandroloculina litoralis* Bogd., *Nontion subgranosus* (Egger), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *E. aff. listeri* (d'Orb.), *E. giganticus* sp. nov., *Rotalia beccariti* (Dinze). Преобладающими и нередко породообразующими, как было указано выше, являются различные варианты *Nubecularia novorossica* Karrer et Sinz. v., *Spirolina*.

Такой тип фауны наблюдается преимущественно в области распространения среднесарматских рифовых образований. В ряде сопредельных районов, как, например, сс. Бутучень, Сорочень и др., в долине р. Кулы микрофауна представлена лишь немногочисленными нонионидами и роталиями.

Следует также отметить, что, наряду с перечисленной морской фауной, наблюдаются немногочисленные представители наземной фауны: геликсы и позвоночные — гиппарионы и др. Эти формы встречены преимущественно в районе распространения рифовых известняковых образований, в связи с чем А. Г. Эберзин полагает, что рифовые постройки на отдельных этапах среднего сармата представляли собой нечто похожее на архипелаг или полосу островков, куда могла заходить с суши, расположенной к северу, наземная фауна. По мере приближения к долине р. Прута наблюдается смена известняков мергелями, мергелистыми известняковыми глинами и зеленовато-серыми тонкими глинами. Мощность среднесарматских осадков в этом направлении, как указывалось выше, заметно возрастает.

Изучение литологического состава пород и фауны из многочисленных разрезов этой области позволило в ряде районов установить трехчленное деление среднесарматской толщи (нижний, средний и верхний горизонты). Характеристика среднесарматских осадков дается в соответствии с трехчленным делением.

Нижнему горизонту соответствуют светло-зеленовато-серые мергелистые, песчанистые, слоистые глины с прослоями мергелей. Все литологические разности этого горизонта нередко содержат обильную фауну моллюсков и фораминифер. К первой относятся: *Cryptomacra pesanseri* Andrus., *C. pseudotellina* Andrus., *Cardium michailovi* Toula, *C. barboti* K. Hoern., *C. pseudosemisulcatum* Andrus., *C. cf. bajaranasi* Koles., *C. cf. gatuevi* Koles., *C. ex gr. suessi* Borb., *C. ex gr. subjittoni* Andrus., *Tapes naviculatus* R., Hoern., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *Callistoma* sp., *Pilbula* sp. и многие другие. Из фораминифер встречаются: *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *M. consobrina* var. *sarmatica* Gerke, var. *nitens* Reuss., var. *plana* Gerke. *M. voloschinovae* Bogd., *Spiroloculina kolesnikovi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *A. aff. sarmatica* Karrer., *Meandroloculina litorolis* Bogd., *Dogielina sarmatica* Bogd. et Volosch., *Entosolenia* aff. *cubonica* Bogd., *E. marginata* (W. et B.), *Nonion subgranosus* (Egger), *N. martkovi* Bogd., *N. aff. punctatus* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Bulimnella elegantissima* d'Orb., *Bolivina sarmatica* Didk., *B. nisporonica* Didk., *B. sagittula* Didk., *B. sinzovi* Didk.

Нередко нижние горизонты среднесарматских слоев содержат также значительное количество остракод, одноосных и многоосных спикул губок, отолитов рыб, овулитов и т. д. Зеленовато-серые глины в связи с наличием в них раковин из рода *Cryptomacra* получили общее название «криптомактровых». Анализ фауны и литологического состава известняков показал, что по условиям образования они являются наиболее глубоководными осадками из всей среднесарматской толщи Молдавской ССР. Мощность этих слоев не превышает 50 м, а в среднем она колеблется от 35 до 45 м.

Средний горизонт среднесарматской толщи выражен весьма однотипными песчано-глинистыми образованиями с растительными остатками и редкими представителями фораминифер, носящих на себе следы угнетенности; их раковины обычно очень малых размеров и уродливые. Наиболее часто встречаются мелкие, дегенеративные формы — *Nonion* ex gr. *subgranosus* (Egger), *Elphidium* sp., *Rotalia beccardi* (L.). В разрезах сс. Семены и Нижние Буздуганы в 1950 г. А. Г. Эберзиным были встречены редкие *Cryptomacra pesanseri* Andrus., а в с. Бужоры, наряду с пресноводными формами *Anodonta*, *Planorbis*, *Unio*, были обнаружены *Congeria praebanatica* Ebers. Фораминиферы в конгериевых слоях представлены лишь единичными представителями *Rotalia beccardi* (L.). Встречаются также остракоды. В верхней части рассматриваемого горизонта в районе с. Лапушна обнаружены, наряду с морскими моллюсками (*Cardium fittoni* d'Orb., *C. desperatum* Koles., *Macra fabreana* d'Orb., *M. subvitaliana* Koles., *Donax lucidus* Eichw., *Tapes tricusps* Eichw.), некоторые пресноводные (*Congeria* cf. *soeceni* Yekel., *C. cf. politkana* Yekel., *C. cf. gnezdat* Brus., *Theodoxus* cf. *politus* Yekel., *Th. cf. vetrantci* Brus., *Melanopsis* ex gr. *esperi* Fer. и др.), а также наземные моллюски (*Helix* sp.) и позвоночные (*Hipparion* sp., *Aceratherium* sp.).

Приведенные данные указывают на дельтовый характер рассматриваемых осадков. Наиболее показательным в этом отношении является разрез из с. Лапушна. Мощность отложений среднего горизонта среднего сармата колеблется от 130 м (Унгенский район) до 200 м (Ниспоренский район).

Верхний горизонт среднего сармата вновь выражен осадками с обильной морской фауной моллюсков и фораминифер мелководного характера.

Литологически он представлен преимущественно песчано-глинистыми породами зеленовато-серого цвета с прослоями ракушечников и раковинных известняков. Фауна моллюсков, согласно данным А. Г. Эберзина, представлена многочисленными формами: *Cardium fittoni* d'Orb., *C. nefandum* Koles., *C. desperatum* Koles., *Cardium* sp., *Donax lucidus* Eichw., *Maetra fabreana* d'Orb., *M. subvitaliana* Koles., *Solen subfragilis* M. Hörn., *Tapes tricusps* Eichw., *Potamides nefaris* Koles. Фораминиферы представлены милиолино-нонионидовой ассоциацией, близкой к приведенной выше для среднесарматских отложений Приднестровья.

Однако, наряду с типичной мелководной фауной моллюсков и фораминифер, в разрезах Унген, Ниспорен, Лапушн и других районов, в зеленовато-серых, слегка песчанистых глинах встречено большое количество представителей рода *Bolivina*. Наличие этих форм указывает на более глубоководный характер осадков, их содержащих.

В Придунайской части Молдавской ССР и юго-западной части Одесской области УССР среднесарматские отложения, сохраняя указанный выше литологический и фаунистический состав, залегают трансгрессивно на породах среднемиоценового, палеогенового, мелового и юрского возраста. Нижнесарматские отложения в этих районах не обнаружены. Литологически среднесарматские отложения в этих районах выражены песчано-глинистыми осадками с прослоями раковинного известняка. Фауна моллюсков — типичная среднесарматская, но немногочисленная и мелкорослая (особенно в глинистых породах). Фораминиферы представлены нонионидовой ассоциацией форм, а в отдельных слоях смешанной (нонионидо-милиолидовой).

В Болградском районе угнетенный характер представителей нонионид выражен наиболее отчетливо. Весьма характерно для верхнего горизонта среднего сармата и появление роталий из группы беккария. Последние свидетельствуют о значительном опреснении данного участка бассейна. Это определение, по-видимому, тесно связано с влиянием больших рек, о дельтовых отложениях которых упоминалось уже выше. Мощность отложений верхнего горизонта среднего сармата не превышает 80 м. Суммарная мощность среднесарматских отложений в Придунайской части республики не превышает 150 м.

В статье Р. О. Викторовой и С. А. Ковалевского (1954) упоминается о наличии в районе г. Унген акчагыльских отложений. К акчагылу ими отнесены «светлоокрашенная пачка серых глин, распадающихся на плитки, по плоскостям отдельности которых наблюдаются присыпки и сгустки песка, часто со скоплением поврежденной фауны».

Однако детальное изучение макро- и микрофауны в этих отложениях (Эберзин и др., 1954, Дидковский и Сорочан, 1954) показало несостоятельность доводов Р. О. Викторовой и С. А. Ковалевского о наличии в упомянутом районе акчагыла. Принятые за акчагыл серые глины, как можно предположить по имеющимся в них остаткам макро- и микрофауны, принадлежат к верхней части среднего сармата. Кроме того, по данным некоторых скважин (Стояновка) эти глины покрываются верхнесарматскими отложениями.

Верхний сармат не имеет широкого распространения на описываемой территории. Эти отложения вскрываются многочисленными скважинами лишь в южной части республики на различных глубинах. В северном направлении наблюдается постепенный подъем верхнесарматских слоев, а в долинах рр. Реута, Быка и др. они выходят на дневную поверхность.

Литологический состав верхнесарматских отложений довольно однообразен. Преобладающими являются песчано-глинистые образования с зеленой, иногда буроватой окраской. Известняки наблюдаются редко в виде маломощных прослоев. Несмотря на сходство литологического состава, весьма отчетливо выделяется по генетическим признакам несколько типов осадков — морские, лагунные, дельтовые, озерные, континентальные. К морским осадкам относятся главным образом зеленые глины и реже известняки, пески, песчаники, галечники, содержащие большее или меньшее количество раковин: *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toulal, *M. crassicolis* Sinz., *M. naltokini* Kole's. и др.

В некоторых районах Припрудья, как указывает А. Г. Эберзин, в основании верхнесарматской толщи наблюдаются *Solen subfragilis* Eichw., а в южной части республики спорадически встречаются *Hydrobia*, *Patomides* и др. Морские условия наибольшего развития достигли в начале верхнесарматской эпохи, а к концу ее уже отмечается несколько фаз сокращения морского бассейна и установление лагунно-озерного режима. Однако в течение отдельных отрезков верхнесарматского времени морской режим возобновлялся, что привело к чередованию морских, лагунно-озерных и других осадков.

Лагунные осадки представлены преимущественно светло-зеленовато-серыми мергельными слоистыми глинами, с тонкими песчаными присыпками по плоскостям напластования. Реже наблюдаются мергели с пресноводной фауной. Озерные осадки выражены зеленовато-серыми, серыми и черными глинами с пресноводной фауной моллюсков. Озерно-болотные осадки представлены главным образом темными и черными глинами, содержащими обуглившиеся остатки растений и представителей пресноводной фауны моллюсков — *Limnea*, *Planorbis* и др. Дельтовые образования не имеют широкого распространения и выражены преимущественно песчано-глинистыми породами с прослоями галечника. В этих осадках, наряду, с мактрами, характерными обитателями опресненных морей, наблюдается значительное количество пресноводных форм *Unio*, *Viviparus*, *Sphaerium*, *Theodoxus*, *Bulimus*, *Limnoscapha* и др. Из прочих ископаемых иногда встречаются кости позвоночных и обуглившиеся остатки растений.

Остатков микрофауны верхнесарматские отложения, как правило, не содержат. Однако спорадически в разрезах Болградского района встречены единичные экземпляры дегенеративных форм *Nonton subgranosus* (Egger), *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium* sp. Мощность верхнесарматских отложений неодинакова. В крайних северных районах (рр. Бык, Ботна и др.) она не превышает 10—20 м, а в южной части республики Припрудья (г. Унгены, Ниспорены и др.) увеличивается до 100—150 м (с. Голубое).

Мэотический ярус. Отложения мэотиса так же, как и верхнесарматские, не имеют широкого распространения. По последним данным они наблюдаются в центральной и южной частях республики. Здесь они представлены континентальными песчано-глинистыми осадками. Последние выражены речными, озерно-речными, озерно-болотными и болотными образованиями. В литологическом отношении преобладающими являются зеленовато-серые, буровато-зеленые, бурые песчано-глинистые породы. Изредка наблюдаются прослои и линзы песков, преимущественно крупнозернистых. В отдельных местах встречаются также мелкозернистые пески и прослои галечника; слоистость песков обычно косая.

Фаунистические остатки весьма редки. Из моллюсков встречены главным образом пресноводные формы *Unio flabellatus* Goldf., *U. novoros-*

sicus Sinz., *U. radiatodentatus* Sinz., *Planorbis* sp., наземные *Helix* sp. (*Succinea* sp.?) и др.

Согласно данным И. П. Хоменко (1914), в отдельных районах южной части Молдавской ССР (Таракли и др.) в мэотических отложениях наблюдаются большие кладбища наземных позвоночных. Морские мэотические осадки в границах Молдавской ССР не установлены. По последним данным, морской мэотис, представленный зелеными глинами и ракушечником, вскрыт в Болградском районе севернее озера Алибей и др. Литологически он выражен зелеными песчано-глинистыми отложениями и известняками с немногочисленной фауной моллюсков: *Abra tellinoides* Sinz., *Dosinia maeotica* Andrus., *Ervilia minuta* Sinz., *Venerupis abichi* Andrus., *Potamides disjunctoides* Sinz. и др. (А. Г. Эберзин). Мощность мэотических отложений крайне неодинакова. Она колеблется от нескольких метров в северо-восточной части республики до 100 м в южной.

Плиоцен. Плиоценовые отложения развиты лишь в южной части республики в Кагульском и Бендерском районах. Более широкое распространение плиоценовых осадков наблюдается в юго-западной части Одесской области. В пределах указанных районов Молдавской ССР в соответствии со стратиграфической схемой А. Г. Эберзина установлены осадки понтического яруса (нижний плиоцен), слои с русильонской фауной (средний плиоцен) и поратские слои (верхний плиоцен).

Понтический ярус. Отложения понтического яруса залегают трансгрессивно и занимают значительно большую площадь, чем нижележащие мэотические породы (рис. 88). Северная граница описываемых осадков достигает долины р. Ботны и частично ее левобережных притоков. В отличие от мэотиса понт представлен главным образом морскими отложениями. Последние выражены весьма разнообразной толщей пород, состоящих из известняков, ракушечников, мергелей, песков, песчаников, глин, реже песчаников и конгломератов. В отдельных районах обнаружены прослои лигнита. Рассматриваемые породы изобилуют органическими остатками, среди которых преобладают морские моллюски: *Congeria novorossica* Sinz., *C. subcarinata* Desh., *C. pseudostroiformis* Sinz., *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Abra tellinoides* Sinz., *Didacna novorossica* Barb., *Limnocardium odessae* Barb., *L. subodessae* Sinz., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Parvovenus widhalmi* Sinz., *Hydrobia novorossica* Sinz., *Pyrgula* cf. *dimidiata* Sinz., *Micromelania* cf. *subsyrmtica* Sinz., *Limnaca sublimosa* Sinz., *Lithoglyphus neumargi* Sinz. и др.

В понтических отложениях Молдавской ССР выделяют два горизонта: нижний и верхний. К первому относятся осадки, содержащие характерную форму *Congeria pseudostroiformis* Sinz. Этот горизонт понта Молдавской ССР соответствует евпаторийскому горизонту, т. е. нижнему горизонту понта. Ко второму принадлежат осадки с *Congeria subcarinata* Desh., которые по характеру фауны и стратиграфическому положению соответствуют горизонту одесского известняка.

Мощность понтических отложений в южном направлении увеличивается. Если в районах Приднестровья она равна 5—10 м, то вблизи р. Дуная она увеличивается до 64 м (скв. с. Хаджи-Абдул Вулканештского района).

Необходимо отметить, что в понтическое время на описываемой площади происходили значительные изменения морского режима. На границе нижнего и верхнего понта накапливались континентальные осадки с прослоями лигнита и слои с пресноводной фауной.

Среднеплиоценовые отложения представлены песчано-галечными слоями с руссильонской фауной. Эти слои по своему стратиграфическому положению соответствуют верхней части среднего плиоцена. К низам среднего плиоцена могут быть отнесены пестроцветные песчано-глинистые осадки (А. Г. Эберзин). Руссильонские слои наблюдаются лишь в крайних южных районах республики и в юго-западной части Одесской области. Наиболее характерный разрез этих слоев, согласно данным И. П. Хоменко (1917б), наблюдается в Кагульском районе — сс. Дермеджи, Карбония, Московской и др. Здесь они выражены разнотернистыми песками с примесью гальки. Окраска этих песков изменяется от желтой до ржаво-бурой. Изредка в толще песков наблюдаются прослои галечника из так называемой карпатской гальки, состоящей из кварца, роговиков, яшм, песчаников, кварцитов и др.

Из органических остатков рассматриваемые отложения содержат многочисленные остатки млекопитающих, птиц, рыб, рептилий и др. К числу наиболее распространенных относятся: *Machatroodus cultridens* Сов., *Lynx brevirostris* Cr. et Job., *Hyena* sp., *Vulpes fossilis* Chom., *Castor praefiber* Dep., *Hystrix* sp., *Lepus* sp., *Spalax* sp., *Mastodon arvenensis* Cr. et Job., *Hyppopotamus* sp., *Cervus ramosus* Cr. et Job., *Hippartion erassum* Gev., *Rhinoceros* cf. *leptorhinus* Cur., *Gasella* sp. и ряд других (Хоменко, 1917а, 1917б). Мощность руссильонских отложений не превышает 20 м.

Поратские слои венчают плиоценовую толщу юга Молдавской ССР и юго-западной части Одесской области Украинской ССР.

В литературе (Григорович-Березовский, 1905) эти слои известны под названием «левантинских» слоев, однако в более позднее время Н. И. Андрусов (1917), считая этот термин очень неопределенным, предложил его заменить. А. П. Павлов (1925) рекомендовал именовать эти слои «поратскими».

Среди поратских слоев выделяют два горизонта — нижний и верхний. Осадки нижнего горизонта представлены разнотернистыми глинами, галечниками и гравием. Наблюдаются они на левобережье р. Прута между сс. Бринзой и Кислицей (севернее г. Рени). Из органических остатков, как указывал Н. А. Григорович-Березовский (1905), здесь наблюдались: *Unio bogatschevi* Mich., *U. flabelliformis* Mich., *U. lenticularis* Sobba, *U. beyrichi* Neum., *U. hauert* Neum., *U. sandbergerti* Neum. и некоторые другие. Приведенная фауна указывает на речной характер осадков. Мощность нижнего горизонта поратских слоев не превышает 10 м.

Верхний горизонт поратских слоев представлен песками с прослоями унионидового ракушечника, содержащего нередко гальку кварцитов, известняков, сланцев и др. Эти отложения констатированы лишь на небольшой площади на левом берегу р. Прута между г. Рени и с. Джурджулешти. Органические остатки в верхнем горизонте более обильные и представлены главным образом *Dreissensia polymorpha* Bill., *Unio procumbens* Fuchs., *U. cf. doljensis* Sabba., *U. subdoljensis* A. Pavl., *U. bessarabicus* A. Pavl., *U. porumbaroi* Tourn., *U. bietzi* Czek., *Viviparus laskarevi* Cr. Beres., *V. cf. bifarcinatus* Bil., *Melanopsis rumanus* Tourn., *M. hybostomus* Neum. и др. Мощность верхнего горизонта поратских слоев колеблется от 8 до 10 м.

Неогеновые отложения Волыно-Подольской плиты

Неогеновые отложения на территории Волыно-Подольской плиты представлены миоценом, в составе которого установлены гельвет, второй

средиземноморский ярус (торгон), бугловский горизонт и сарматский ярус, а также плиоценом. Последний фаунистически не охарактеризован.

К миоцену отнесена толща преимущественно морских неритовых образований, значительной мощности и пестрого фациального состава. Залегают отложения миоцена трансгрессивно на размытой поверхности верхнего мела, отделяясь от него слоем базального галечника или угленосных песков и глин. Местами, например в окрестностях с. Потыличи или в бассейне рр. Стырь и Горынь, основанием для неогеновых толщ служат сильно размытые глауконитовые песчано-глинистые породы олигоцена или верхнего эоцена. Общая мощность миоценовых отложений варьирует от 25 до 40 м.

К югу и юго-западу, по направлению к предгорьям Карпат, мощность миоцена увеличивается. Например, в с. Буяново она составляет 121 м, а в пределах Карпат достигает, как известно, многих сотен метров. Характер перехода от платформенных миоценовых отложений Подолии и Волыни к миоцену предгорий Карпат неясен. Следует отметить, что вообще общепризнанной точки зрения на характер контакта между этими тектоническими провинциями нет. Одни геологи (например Зых) предполагали наличие здесь постепенного перегиба слоев, другие (Тейссейр) проводили на границе Подолии и предгорий линию сброса. Единой стратиграфической схемы, которая увязывала бы весь комплекс пород, относимых к неогену в пределах Волыно-Подольского плато, не существует.

Государственная граница, долгие годы разделявшая эту часть территории СССР, препятствовала проведению необходимых геологических исследований. Начатые в этом направлении в 1940 г. работы были прерваны войной и до сих пор не возобновлены. Увязка неогеновых отложений территорий, расположенных к востоку и к западу от долин рр. Збруча и Днестра, продолжает таким образом, оставаться в числе неразрешенных задач.

В Восточной Подолии и Волыни изучение неогеновых отложений осуществлялось В. Д. Ласкаревым. Предложенные В. Д. Ласкаревым схемы деления миоценовых отложений и общие палеогеографические построения его дошли до нашего времени без существенных изменений. После работ В. Д. Ласкарева материал по неогеновым образованиям территории Восточной Подолии и Волыни накапливался в процессе трехверстных геологических съемок, а также поисковых и разведочных работ на различные полезные ископаемые (фосфориты, гипс, известняк и пр.). Эти исследования проводились Г. П. Михайловским (1897), П. А. Тутковским (1902а, 1903, 1904—1907, 1907), Н. Д. Думитрашко (1929б) и др.

Стратиграфия миоценовых отложений Западной Подолии чрезвычайно сложна и запутана и, несмотря на огромное количество фактического и в том числе палеонтологического материала, а также проведение детальной геологической съемки всего этого района, остается до сих пор неясной. Объясняется это прежде всего литологической пестротой местных неогеновых осадков и неустойчивостью встречающейся в них фауны. С другой стороны, трудность решения этой задачи для геологов-стратиграфов заключалась в отсутствии возможности проводить сравнительные разрезы неогена с разрезами соседних восточных территорий СССР. Наиболее глубоко разработана и с наибольшей полнотой охватывает всю серию неогеновых отложений Западной Подолии схема Я. Чарноцкого (J. Czarnocki), которая близка к схеме В. Д. Ласкарева и соответствует разрезам неогена Восточной Подолии и Волыни. Работа Я. Чарноцкого по западным областям СССР и работы В. Д. Ласкарева по восточным и положены главным образом в основу обзора верхнетретичных отложений территории Волыно-Подольской плиты.

Миоцен. Как уже отмечалось выше, в толще миоценовых отложений в пределах Волыно-Подольской плиты установлены образования среднего и верхнего миоцена, а также серия переходных между ними слоев, выделенных под названием бугловского горизонта. В составе среднего миоцена выделены ярусы: гельветский и второй средиземноморский (по Я. Чарноцкому и Б. Фридбергу — тортон) ¹.

Гельветский ярус. Следами наидревнейшей миоценовой трансгрессии в области Волыно-Подольской плиты является серия онкофоровых песчаников (содержащих *Oncophora dubiosa* Ноегп.), развитых в долине р. Стрипы, к северу от г. Бучача, и отнесенных М. Ломницким (М. Lomnicki, 1901), а вслед за ним и всеми последующими исследователями подольского миоцена к гельветскому ярусу (так называемые слои грунда или кацахурские слои). К этому же ярусу Я. Чарноцкий относит лежащую на онкофоровых песках толщу зеленых пластичных глин и мергелистых известняков с пресноводной фауной.

Второй средиземноморский ярус (тортон). Отложения, относимые ко второму средиземноморскому ярусу, покрывают центральную и западную часть описываемой территории. Северная граница площади их распространения, крайне изрезанная широкими долинами рек, входящих в систему Буга и Стыри, проходит по линии с. Подкамень — г. Злочев — г. Львов — г. Жолкев — г. Рава-Русская. Западная граница распространения этих отложений может быть проведена по линии с. Подкамень — г. Волочиск — с. Виньковцы. К югу средиземноморские отложения уходят в пределы Молдавской ССР.

Стратиграфические взаимоотношения средиземноморских отложений Западной и Восточной Подолии, как уже отмечалось выше, неясны, и описание их мы произведем отдельно для каждой из этих двух областей.

В Западной Подолии отложения эти, выделенные в схеме Чарноцкого под названием тортонского яруса, распадаются на два подъяруса (табл. 121): нижний тортон и верхний тортон или прасармат. Каждый из этих подъярусов разделен на два горизонта: нижний — на литотамниевый и барановский, верхний — на подольский и бугловский ². Наиболее полные разрезы нижнего тортона можно наблюдать на территории между г. Бучачем, с. Подгайцами и с. Бжежанами. Здесь на отложениях гелльвета или непосредственно на верхнем мелу залегают осадки литотамниевых горизонтов, представленные (снизу вверх):

- а) мергелистыми и глауконитовыми песками с пектенами;
- б) глинистыми и песчаными мергелями с брахиоподами, мшанками и фораминиферами (так называемые «подгаецкие» мшанковые слои);
- в) литотамниевыми известняками и песками (район Поможаны-Злочев).

Стратиграфически выше следуют глауконитовые мергели и пески с *Chlamys scitissus* Favge, относимые к барановскому горизонту. Иногда в основании нижнего тортона развита серия пектеновых и устричных известняков, с прослоем (локальным), переполненным раковинками *Ervilla* (так называемый нижний эрвилиевый прослой).

На остальной части территории нижний тортон выражен обычно не полно и в более однообразных фациях: песками с морской фауной, внизу с прослоями пресноводных мергелей (г. Тернополь) или немymi

¹ Ряд прежних исследователей — Альт, Беньш, Тейссейр, Ломницкий за этими отложениями оставляют название второго средиземноморского яруса.

² В. Д. Ласкарев этот горизонт относит уже к переходным образованиям между вторым средиземноморским ярусом и сарматом.

Таблица 121

Стратиграфическая схема миоцена Подолии (по Я. Черноцкому)

Прасармат, торгон верхний	Бугловский горизонт	Бугловские пески Больни Пески и мергелистые глины—окрестности г. Янова (Подолия)	
	Подольский горизонт	Синдесмиевые сланцеватые глины. Ратынский известняк. Кайзервальдские пески (частично окр. Львова и Росточа). Гипсы и мергели, надгипсовые известняки. Нулипоровые известняки—„верхние“ (окрестности Борщова, Чарккова, Росточа) Пресноводные кремнистые известняки Зубржа под Львовом. Прасармат (окрестности г. Львова). Серпулевые известняки Медоборской низменности Эрвилиевые пески, песчаники и мергелистые глины (окрестности Львова и Росточа). Эрвилиевые известняки и подгипсовые известняки Подолии	
Торгон нижний	Барановский горизонт	Пески глауконитовые (так называемые знесенские слои окрестности Львова, Шержец, Вулька, Коропчиева, Подолии). Пектеновые известняки и мергели Медоборской низменности	
	Литотамниевый горизонт	Верхний	Пески—Олеско, Подгорцы, Ясинов, Большие Борки и т. д. Литотамниевый известняк „верхний“ (Подолия). Среднелитотамниевый известняк (Росточ) Сверхковский известняк (частично)—Южная Подолия. Бахоцкий известняк рифовый Медоборская низменность
		Нижний	Пески, известняки мшанковые, известняки литотамниевые, известняки свержковецкие, поможанозлочиевские пески. Известняк подгаецкий. Известняк литотамниевый. Пески глауконитовые, песчаники мергелистые с пектенами Известняк нижнепектеновый и устричный. Эрвилиевая прослойка (локальная, по Тейссею)
Гельвет		Глины зеленые, пластичные; известняки с пресноводной фауной Онкофоровые пески с морской фауной	

песками с линзами бурого угля (г. Трёмбовля). В западной части, в пределах Львовско-Равского Росточья, нижний торгон представлен:

1. Раковистым песчаником с *Panopaea menardi*, *Thracia ventricosa*, *Pecten scissus*;

2. Белыми, зеленоватыми песками с прослоями глин, часто углистых, и промышленными залежами бурого угля. Пески мелко- или среднезернистые, слоистые.

3. Литотамниевыми известняками.

К образованиям, синхронным литотамниевому горизонту, Я. Черноцкий отнес серию весьма своеобразных белых и желтых, слоистых песков и песчаников, развитых в районе сс. Олеско, Подгорцы, Ясинов, Большие Борки и Голубицы. В этих песчаниках Я. Черноцкий в районе с. Голубицы встречены скопления *Chlamys scissus* Favre, а в окрестностях сс. Олеско и Подгорцев среди этих песков обнаружен эрвилиевый прослой. Хорошие обнажения осадков нижнего тортонна известны в бассейне р. Днестра, в окрестностях сел: Посухов, Мечещев, Волощизна, Нагуржаны и в других пунктах.

Отложения подольского горизонта верхнего тортона, согласно Я. Чарноцкому, начинаются так называемыми эрвилиевыми слоями. Представлены они в пределах Львовско-Равского Ростоцья песками с прослоями песчаников, песчанистых мергелей и мергелистых глин, а в бассейне р. Днестра — известняками, песками (к югу от г. Трёмбовля) и песчанистыми мергелями (гг. Тернополь, Чертков). В этих слоях постоянно присутствуют *Ervilia pussila* Phil., *Modiola hoernensis* Reus s., *Cardium praeobsoletum*.

Эрвилиевые слои более постоянны, чем лежащие ниже отложения барановского горизонта, и имеют большее географическое распространение. Залегают они трансгрессивно на барановских слоях, на нижележащих литотамниевых образованиях, а иногда непосредственно на домиоценовых породах.

По мнению Я. Чарноцкого (1933), эрвилиевые слои (в сопоставлении с барановскими) свидетельствуют о том, что в конце нижнего тортона произошли значительные физико-географические изменения. Начало этих изменений совпадает с накоплением эрвилиевого прослоя, а дальнейшее развитие их привело к образованию гипсов. Это положение было принято в расчет Я. Чарноцким при проведении границы между нижним и верхним тортоном.

На Подолии эрвилиевые слои достигают мощности нескольких метров и по трактовке Я. Чарноцкого могут соответствовать в этих случаях также и более высоким слоям подольского горизонта, например гипсам. Последние как раз и отсутствуют в местах наибольшего развития эрвилиевого прослоя (например, гг. Тернополь, Трёмбовля, Чертков, Борщев). С эрвилиевыми слоями в средних частях Западной Подолии связаны прослой бентонита, лежащие, таким образом, в основании верхнего тортона (район гг. Трёмбовля, Тернополя, с. Урини).

Стратиграфические выше эрвилиевых слоев залегают: толща подгипсовых известняков и гипса, затем мелколитотамниевые известняки с пачками мелиолитовых известняков, пектеновые мергели, плитчатые песчаники и сланцеватые глины — породы, слагающие верхнюю часть подольского горизонта. В этих породах в ряде случаев (г. Чертков, сс. Урын, Дольна, Дереневка, Воля Мазовецкая) констатированы прослой туффигов. Гипсы развиты широкой полосой, вытянутой с северо-запада на юго-восток от ст. Мшева, западнее г. Львова, до района с. Мамалыга (левый берег р. Прут, Черновицкая область) и имеющей ширину до 80 км. Северная граница этой полосы может быть проведена по линии г. Львов — г. Рогатин — г. Чертков — с. Завалье — г. Хотин. Отдельные крупные залежи гипса констатированы также и к северу от этой линии: между рр. Серет и Стриа, к югу и юго-западу от г. Тернополя, затем к западу от г. Скалат, южнее г. Збараж, к юго-западу, западу и северу от г. Волочиска и к северо-востоку от с. Залезцы. Мощность залежей колеблется от 5 до 20 м. К югу, к области предгорий Карпат, мощность гипсовых залежей резко возрастает и в пределах предгорий она, как известно, достигает уже 160 м и более (с. Устье Снятинского района). Здесь гипсоносные толщи и вмещающие породы участвуют в строении сложных тектонических предкарпатских структур.

Залегают гипс на так называемых подгипсовых известняках или же непосредственно на отложениях миоценовой серии, вплоть до нижнепектеновых слоев.

В районе г. Хотина толща гипса подстилается небольшим по мощности пластом белого, желтого и серого песка. К северо-западу и западу от г. Львова гипсам, по мнению М. Ломницкого (М. Lomnicki, 1898), соответствуют зеленовато-серые краковецкие глины. За принадлежность

этих глин к верхнему тортону говорит присутствие в них *Chlamys scissus* Favre.

К отложениям верхнего тортонa Я. Чарноцким отнесены также синдесмиевые (или гидробиево-синдесмиевые) слои окрестностей г. Львова и ряда пунктов Подолии: сс. Буяново, Владимирец, г. Чертков (Ломницкий, 1905). Судя по составу фауны моллюсков, синдесмиевые слои синхроничны подгипсовым известнякам района г. Бучач — с. Мельники.

По мнению Я. Чарноцкого, к верхнему тортону следует также отнести так называемые кайзервальдские пески, лежащие непосредственно на эрвилиевой прослойке в пределах Львовско-Равского Росточья. Эти пески, по-видимому, соответствуют в нижней своей части — гипсам или заменяющим их мергелям с *Eroilia*, а в верхней — синдесмиевым слоям.

Наконец, толще гипсов (по Я. Чарноцкому) соответствуют так называемые ратынские известняки и пресноводные кремнистые известняки окрестностей г. Львова (с. Зубржа). Покрывается гипс серыми плотными надгипсовыми известняками, мелколитотамниевыми образованиями или зелеными пластичными глинами.

Среднемиоценовые отложения Восточной Подолии и Воыни освещались в работах Е. Эйхвальда, Дюбуа де Монпере, Н. Барбот де Марни, В. Д. Ласкарева, Г. Михайловского, П. А. Тутковского и др.

Принадлежность их ко второму средиземноморскому ярусу была установлена Барбот де Марни в 1867 г. Наиболее полное освещение среднемиоценовые отложения Восточной Подолии и Воыни получили в работах В. Д. Ласкарева.

На Воыни отложения, относимые ко второму средиземноморскому ярусу, представлены разнородной серией осадков, в состав которой входят пески, песчаники, глины и известняки (табл. 122).

В пределах области распространения осадков второго средиземноморского яруса В. Д. Ласкарев (1903) выделил две зоны: прибрежную (восточную) и литотамниевую (западную).

В полосе развития прибрежной зоны, к югу от р. Горыни, распространены серые и белые пески с прослоями кремневой гальки, содержащие обильную фауну, бурые пески и зеленые глинистые пески, с охри-

Таблица 122

Схема
деления третичных отложений Воыно-Подольской плиты в пределах
17-го листа десятиверстной карты
(по В. Д. Ласкареву)

Плиоцен	Балтский ярус	Пестрые глины, золотые неслоистые пески, слоистые пески и глины, зеленовато-бурые и охристые пятнистые глины	
	Сармат	Средний	К северу от Горыни Мелководные раковинные, небекуляриевые и оолитовые известняки, иногда подстилаемые песками и песчаниками
К югу от Горыни Вверху пески и глины (серые, зеленовато-серые). Внизу известняки (оолитовые, песчано-ракушечные, мембранипоровые)			
Нижний	Острожско-кременецко-лубанская фация	Пески серовато-желтые, изредка зеленоватые, с прослоями жирных серых, желтых, черных и зеленовагих глин. В песках причудливые стяжения кремнистого песчаника	

Сармат	Нижний	Кременецко-изъяславскостаро-константиновская фация	Пески* часто оолитовые, с прослоями галек и валунов, преимущественно из роговиков, песчаников и сарматских оолитов	
		Толтровая фация	Серпулево-мшанковый известняк. Глинисто-мергелисто-трепеловые породы	
Переходные слои	Типичные бугловские слои		Пески зеленовато-серые сверху и светло-серые внизу (окрестности г. Кременца)	
	Эрвилиево-гидробиевые слои		Серовато-бурая, мергелисто-песчаная порода; зеленовато-белые мергели. Неплотные рыхлые песчаники и оолитовые известняки. В мергелях прослой черных глин (окрестности г. Волочиска, Каменец-Подольский, Ущицкий и Хмельницкий районы)	
	Отложения рр. Ушки, Ущицы и Калюса		Серо-желтые пески, иногда оолитовые, местами сцементированные в песчаники с гальками оолитовых и литотамниевых известняков	
2-й средиземноморский ярус	Волянь	Западная (литотамниевая зона)	Северная часть	Литотамниевые известняки, иногда с прослойками песков; охристые, желтые, серо-зеленые и серовато-зеленые с охристыми пятнами пески; бурые угли, жирные сизые глины, рифовые известняки
			Южная часть	Белые и зеленовато-серые глауконитовые известковистые пески (сс. Белозерка, Шушковцы)
	Подолля	Восточная (прибрежная) зона	Южная часть (к югу от Горыни)	Серые и белые пески с галькой кремня и раковинами моллюсков. Бурые и зеленые глинистые пески
			Северная часть (к северу от Горыни)	Серые, желтые и зеленые пески. Серые пластичные глины. Бурые угли. Бен-тонитовые глины
		Западная зона (литотамниевая)	Литотамниевые известняки, пластовые и рифовые. Литотамниевые мергели. Песчаные известняки. Известковистые пески	
		Восточная зона (прибрежная)	Охристые, бурые, серые пески с галькой. Бурые и зеленые глины, песчаники с остатками моллюсков. Раковинные известняки	

стыми пятнами и галькой. На территории, расположенной к северу от р. Горыни, в состав осадков второго средиземноморского яруса входят серые, желтые и серовато-зеленые пески, бурые угли, серовато-зеленые с охристыми пятнами и серые жирные, пластичные глины. Этим прибрежным осадкам подчинены линзы и пропластки бентонитовых глин (район сс. Ст. Почаев, Звиняч и др.). Ниже их залегают пески с прослоями бурых углей, а выше литотамниевые известняки.

В западной литотамниевой зоне в составе средиземноморских отложений преобладают литотамниевые известняки, а пески, глины и мергели находятся в подчиненном положении. На водоразделе рр. Иквы—Буга—Горыни литотамниевые известняки принимают участие в строении крупных рифовых образований толтрового кряжа. Последний протягивается с северо-запада на юго-восток, постепенно поднимаясь в рельефе, и достигает наиболее полного своего развития в окрестностях г. Каменец-Подольска, у сс. Черче, Негин и др. В юго-восточной части этой зоны породы с литотамниями замещаются глауконитовыми и белыми известковистыми песками (район сс. Белозерка и Пушковцы). Наиболее распространенной породой этой второй литотамниевой зоны являются литотамниевые известняки. Пороодообразующим материалом в них служат главным образом водоросли из рода *Lithothamnium*, верметусы (*Vermetus intortus* Lam.) мшанки, мелкие сильно прирастающие устрицы *Ostrea digitalina* Eichw., var., *Chama gryphoides* Lam., *Plicatula rupesella* D. Здесь встречены также *Cerithium deforme* Eichw., *Turbo mamillaris* Eichw., *Natica* sp., *Rissonta pusilla* Gross., *Nucula nucleus* L., *Ostrea*, *Pecten elegans* Andr., *Pecten gloriamaris* Dub. Кроме известняков описанного состава, к этой же фации принадлежат прослой серых плотных немых известняков, а также ракушечных известняков, образованных створками *Ostrea*, *Venus*, *Pectunculus*.

В западных районах (в сс. Лопушно, Волице, Подкамень, Голтве, Дидковцах, Мураванке, Гай) литотамниевые сооружения рифового характера погребены обычно под слоем глинисто-мергелистых пластовых образований и проявляются лишь в виде повышений в современном рельефе.

В пределах Восточной Подолии в составе отложений второго средиземноморского яруса выделяются те же две группы образований: прибрежные и литотамниевые.

Восточная граница прибрежной зоны проводится В. Д. Ласкаревым по линии с. Алешковцы — с. Новый Свет — ст. Старое Песочное — Старое Поречье — Новое Поречье — устье р. Ушки и дальше на юг. Ширина этой зоны невелика и, по данным В. Д. Ласкарева, составляет всего 10—15 км. К западу прибрежные отложения уходят под толщу литотамниевых известняков. Представлены породы этой зоны рыхлыми песками, охристо- или буровато-желтыми, светло-серыми или серовато-зелеными, содержащими прослой галечника и гравия-кремня, роговика и кварца, а также линзы грязно-бурых или зеленоватых глин. В этих отложениях В. Д. Ласкаревым были констатированы скопления раковин, часто образующих прослой раковинного известняка. В составе этих раковин он обнаружил: *Pectunculus pilosus*, *Ostrea digitalina*, *Cerithium deforme*, *Venus cinata*, *Venus konkensis* var. *medie*, *Trochus patulus*, *Cardium praeaechinatum*, *Cardium* aff. *praeobsoletum*, *Turritella bicarinata*, *Pecten besseri*, *P. gloriamaris*, *P. diafanus*, *Lucina dentata*, *L. columbella*, *Ervilia pussila*, *E. trigonula* (сс. Мартыноквы, Н. Свет, Поречье, Глушковцы, Каневка, Зайончки и др.). Залегают они на размытой поверхности верхнемеловых пород. Фауна сконцентрирована главным образом в верхней их части.

К юго-западу от долины р. Збруча продолжение этой весьма своеобразной фации второго средиземноморского яруса, возможно, следует видеть в слоях, выделенных в свое время Р. Р. Выржиковским (1933) под названием подольского яруса. Эти слои прослежены приблизительно от с. Ярмолинцев до Рашкова, на р. Днестре. Представлены они зеленовато-серыми вязкими суглицистыми песками с прослоями песчанистых, также вязких глин, местами окрашенных органическим веществом, а также с линзами глинистого песчаника и скоплениями кремневой гальки. По данным С. И. Назаревича, глинистое вещество во всей глинисто-песчаной толще имеет монтмориллонитовый состав и относится к группе щелочно-земельных суббентонитов. Залегают эти отложения, так же как и на севере, на размытой поверхности верхнего мела, представляя собой наиболее низкий горизонт средиземноморских отложений. Покрываются они в западной части известняками второго средиземноморского яруса (рр. Студеница, Ушица и др.), а на востоке и юго-востоке — непосредственно отложениями нижнесарматского возраста. Мощность описываемых пород колеблется в пределах 4—6 м, но в отдельных случаях (например, участок между рр. Ушицей и Мурафой) достигает 15—18 м. В оврагах у с. Кучи Ново-Ушицкого района в этих отложениях была обнаружена фауна, свойственная осадкам второго средиземноморского яруса.

Песчано-глинистые отложения, по своим внешним признакам и монтмориллонитовому составу глинистого вещества весьма близкие описанным выше, отмечены были С. И. Назаревичем еще в ряде пунктов Западной Подолии, в бассейне р. Днестра, а именно в районе сс. Неславче, Смыковцев, Волощизны, Вороняков и в других местах. В районе с. Смыковцев эти отложения подстилаются красноцветными песчаниками девонского возраста. В обнажениях у с. Неславче В. Д. Ласкаревым в прослоях вязких глин и глинистых песков этого горизонта была встречена обильная фауна моллюсков, характерных для второго средиземноморского яруса.

Среди отложений литотамниевой зоны отчетливо выделяется два типа осадков: пластовые и рифовые. Главную роль в строении пластовых литотамниевых образований играют литотамниевые известняки; подчиненное положение занимают литотамниевые мергели с *Cardita rudista*, песчанистые известняки, детритусовые пектенные известняки, реже известковистые пески. Рифовые образования средиземноморского яруса, по В. Д. Ласкареву, сложены плотным, ноздреватым известняком, состоящим из литотамний, верметусов, мшанок, устриц и других прирастающих моллюсков, а также одиночных кораллов.

Следует отметить, что вопрос о роли кораллов в образовании подольских рифов не может быть признан решенным. В. Д. Ласкарев отрицал возможность присутствия здесь сколько-нибудь значительного скопления кораллов. А. О. Михальский (1895), наоборот, считал, что кораллы образуют основу рифовых гряд. В. Тейссейр (W. Teisseyre) разделял точку зрения А. О. Михальского и в описании неогеновых отложений 8-го листа геологического Атласа Галиции (Тейссейр, 1900а) выделял даже самостоятельную коралловую разновидность рифовых известняков. Основная роль кораллов в создании Подольских рифов подчеркивалась также Л. Ш. Давиташвили (1937б), который в толтровой гряде Винницкой области собрал ряд видов колониальных кораллов: *Orbicella reussiana* M. Edw. et Haime, *Siderastrassa* cf. *italica* (Defr.) M. Edw. et Haime. По мнению Л. Ш. Давиташвили, общий характер фауны ископаемых моллюсков в подольских толтрах отражает условия биоценоза скалистого грунта кораллового рифа (находки: *Lithophaga*, *Arca* (*Barba*

tia), *Lima*, *Chama*, *Cyprea*, *Conus*, а также краба *Datra speciosa* Re u s.). Б. П. Жижченко (1940), присоединяясь к мнению Л. Ш. Давиташвили, отмечает, однако, неодинаковое участие кораллов в строении различных участков толтрового кряжа.

У подножий рифовых кряжей по их сторонам развиты мощные толщи хорошо уплотненных детритусовых известняков, содержащих обломки основного рифообразующего материала, а также раковины *Pecten*. Известняки тонкозернистые, местами оолитовые. Рифы вытянуты в виде гряды, протягивающейся в направлении с северо-запада на юго-восток, по линии с. Подкамень, юго-западнее Збаража и Сатанова, ст. Негин (северо-восточнее г. Каменец-Подольска). Юго-восточнее г. Каменец-Подольска рифовая гряда пересекает р. Днестр и прослеживается в том же направлении в пределах Молдавской ССР.

Параллельно этой главной гряде рифов, к востоку от нее, намечается вторая, менее отчетливо выраженная гряда рифовых кряжей (Выржиковский, 1928). Положение ее может быть определено следующими пунктами: Летичев — Браилов — Томашполь — Каменка-на-Днестре, Оргеев и Кишинев.

Средиземноморские отложения констатированы лишь в южной части этой гряды, на ее отрезке, располагающемся к югу от г. Томашполя.

Бугловский (конкский) горизонт. Под названием бугловского горизонта в пределах описываемой территории объединяется маломощная (редко превышающая 2 м) серия песчаных и известковистых отложений, содержащих своеобразную фауну моллюсков, переходного состава, (от второго средиземноморского яруса к сармату) и залегающая соответственно на границе между отложениями этих двух ярусов.

В. Д. Ласкарев (1903), впервые установивший здесь эти отложения и присвоивший им название «бугловских слоев», выделяет среди них три группы образований: типичные бугловские слои, описанные им в юго-западной части б. Кременецкого уезда; эрвильево-гидробиевые слои, распространенные на территории б. Каменецкого и Ушицкого уездов, а также в окрестностях г. Волочиска; отложения верховий р. Ушки — по рр. Ущице и Калюсу (сс. Журжевка, Синяковцы, Кужелевка, Калюсик).

Типичные бугловские слои представлены песками в нижней части зеленовато-серыми, в верхней — светло-серыми. Пески обычно немые, но иногда содержат много мелких *Ervilla trigonula* Sok., *E. podolica* var. *infrasarmatica* Sok., *Mastra eichwaldi*, *Cardium lithopodolicum* Dub., *Corbula gibba* Ol., *Venus konkensis* Sok., *Cerithium mitrale* Eichw., *C. nodosoplicatum*, M. K o r u., *Pecten malvinae* Dub. var., *Turritella* sp., прослой литотамний. Фауна в этих слоях встречена В. Д. Ласкаревым около сс. Залесцев, Алексинцев, Раковца, Чесновского, Шилы, Жуковцев, Белозерки, Кунчи, Онишковцев.

В районе с. Кунчи (вблизи Теофиополя) бугловские слои представлены песчано-известковистыми отложениями, содержащими прослой пресноводных известняков с *Hydrobia*, *Planorbis*, *Limnaca*. Пресноводные отложения среди пород бугловского горизонта констатированы В. Д. Ласкаревым также в окрестностях г. Шумска.

Исходя из литологического состава этих отложений и характера фауны, В. Д. Ласкарев устанавливает среди них три фациальных типа осадков, соответственно отражающих общую палеогеографическую обстановку этого района в течение времени, переходного от средиземноморского к сармату. Им выделены: лиманные отложения, пресноводные, распространенные к северу от первых, и морские, простирающиеся на запад от первых двух.

Весь этот комплекс приурочен, таким образом (цитируется по В. Д. Ласкареву), «к восточной береговой линии средиземноморских слоев и если и обнаруживает слабую трансгрессию по отношению к последним в сторону востока, то далеко не доходит до восточного берега нижнесарматских образований...». «По своему распространению бугловские отложения обнаруживают тесную связь с средиземноморским бассейном, по составу же фауны представляют переходные образования, связывающие средиземноморские и сарматские слои, причем местами они стоят ближе к первым, местами ближе ко вторым».

Под названием эрвильево-гидробиевых слоев В. Д. Ласкаревым выделена серия светло-буроватых известковистых песков и песчанистых или же чистых зеленовато-белых мергелей, залегающих на границе между отложениями второго средиземноморского и сарматского ярусов, в пределах бывших Проскуровского, Ушицкого и Каменецкого уездов и в окрестностях г. Волочиска. Слои эти имеют довольно пестрый литологический состав. В прибрежной зоне они более песчанисты, содержат прослойки песчанистых, реже оолитовых известняков (сс. Алешковцы, Остаповцы, Новый Свет, Поречье и др.), скопления галек, хряща и ракушки. Иногда они переходят в песчаные мергели, включающие местами линзы чистых мергелей и черных битуминозных глин. Мощность их не превышает 3 м. Наиболее полные разрезы этих слоев отмечены В. Д. Ласкаревым по р. Збручу и в окрестностях г. Волочиска, у сс. Голохвастов, Тарноруды, Сатанова, по р. Смотричу — у сс. Алешковцев, Воронцев, Остаповцев, Веселицы и др., а также в ряде пунктов по рр. Тарнаве, Студенице, Ущице и Калюсу. Преобладающими формами в этих породах являются: *Ervilia podolica* Eichw. var. *infrasarmatica* Sok. и *Hydrobia*. Фауна эрвильево-гидробиевых слоев носит сарматский облик, однако, присутствие в составе ее *Ervilia trigonula* Sok., *Lithothamnium* сближает эти слои также и с отложениями второго средиземноморского яруса. Это обстоятельство, а также стратиграфическое положение эрвильево-гидробиевых слоев и дало основание В. Д. Ласкареву для отнесения их к бугловскому горизонту.

Наконец, к этой же группе слоев В. Д. Ласкаревым, по тому же признаку, отнесена толща серовато-желтых, нередко косослоистых, отчасти оолитовых песков с гальками кремней, оолитов и литотамниевых известняков, местами сцементированных в кремнистые песчаники и трансгрессивно залегающих по отношению к отложениям второго средиземноморского яруса. Развита эта толща по р. Ущице (с. Журжевка), р. Ушке (сс. Синяковцы и Кужеловка) и р. Калюсу (с. Калюсик). Фауна в них имеет также смешанный характер, причем ряд форм сближает их с отложениями конкского горизонта бассейна р. Конки.

Сарматский ярус. Сарматские отложения развиты только в пределах восточной половины Волыно-Подольской плиты. Западная граница площади их распространения проходит по линии пунктов Олеско—Козлов—Трусов—Трембовля—Копижинцы—Мельница—Новоселица, т. е. от верховьев р. Стыри на Волыни до р. Прут в пределах Черновицкой области. Восточная их граница может быть проведена от с. Межиричи (к западу от г. Корца на Волыни) на Шепетовку, Полонное, Любар, Хмельник до устья р. Ров. На севере область их сплошного распространения ограничивается линией: Олеско—Кременец—Межиричи. К северу от нее отдельные изолированные «островки» сарматских отложений встречаются на водоразделах рр. Стыри, Иквы, Горыни и Случи до широты г. Ровно. На юг эти отложения уходят в пределы Бессарабии и Причерноморской впадины, отражая, таким образом, общее направление сарматской трансгрессии — с юга на север.

Среди сарматских отложений Волыно-Подольской плиты установлены образования нижнего и среднего подъярусов. Изучены эти отложения неравномерно. Наиболее освещены в литературе сарматские отложения северной половины описываемой территории, входящей в пределы 17-го листа геологической десятиверстной карты, который с исчерпывающей полнотой описан В. Д. Ласкаревым (1914в).

Нижний сармат. Отложения нижнего сармата имеют весьма пестрый фациальный состав, что объясняется существованием рифовых гряд и обширного острова или отмели в нижнесарматском море (район Ляховцев и Теофиополя—Лановцев). В пределах толтровых кряжей нижнесарматские отложения представлены серпулево-мшанковыми известняками и глинисто-мергельно-трепеловыми породами. Первые залегают на образованиях второго средиземноморского яруса, слагающих **ядра толтр.** Среди них В. Д. Ласкарев установил две разновидности пород: плотные полукристаллические однородные известняки, с неясными серпулями, ядрами *Cardium lithopodolicum* Dub., *Modiola incrassata* d'Orb., *Mohrensternia inflata* M. Ногп. и пористые туфовидные известняки, состоящие из переплетающихся между собой *Serpula gregalts* Eichw., *Microporella terebrata* Sinz., *Tubulipora cumulus* Eichw. В них также встречаются обломки и ядра *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. ruthenticum* (Hibb. Lask.), *C. sarmaticum* Varb., *Modiola sarmatica* Gat., *Gibbula angulata* Eichw., *Mohrensternia inflata* M. Ногп. Туфовидные известняки залегают в виде гнезд среди массы плотных полукристаллических известняков.

В пределах широких полос, вытянутых вдоль обоих склонов рифов, а иногда и непосредственно на рифовых образованиях залегают пестрые толщи пород, в состав которых входят:

1) светлые, легкие, glandеватые мергели, со створками и ядрами; *Tapes gregarius* (P.) Gold., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Modiola incrassata* d'Orb., *Cardium lithopodolicum* Dub., *Ervilia dissita* Eichw.;

2) плотные, твердые, белые пластинчатые мергели;

3) белые и сероватые глинисто-известковые легкие трепела, со створками вышеперечисленных раковин;

4) грязно-зеленые с охристыми пятнами жирные глины, с почковидными стяжениями мергеля.

Среди этих пород, дальше от полосы толтр, встречаются прослой желтых, зеленых и серых кварцевых песков и слои детритусового известняка.

Особенно хорошо эти породы обнажаются по р. Збручу (сс. Ожиговцы, Волчковцы, Коростов, Фридриховка и др.), по р. Смотричу (сс. Жучковцы, Алешковцы, Гречаны, Кременное и др.), по р. Жванчику (с. Юрковцы), по р. Горыни (сс. Гнездична, Свинохи), по р. Икве (сс. Борщевка, Куинец). Широко распространены эти отложения вдоль внутреннего склона толтр.

Породы этой свиты содержат много фораминифер, а в трепеловидных разностях их Е. А. Гапоновым была определена богатая фауна диатомовых.

На площади, удаленной от толтровых гряд, нижнесарматские отложения представлены оолитовыми известняками и песками. Характерные прибрежные образования нижнего сармата развиты вокруг так называемого Теофипольского острова (или отмели), располагающегося между с. Ляховцами, г. Теофиполем и с. Лановцами. Преобладающими породами здесь являются пески, нередко известковистые, оолитовые, с прослоями и скоплениями галек и валунов, преимущественно из роговиков, песчаников и сарматских же оолитов. Местами в песках встречаются

лины то плотных, то пористых кремнистых известняков с пресноводными раковинками. С приближением к толтровому кряжу в этих отложениях появляются слои глин и мергелей.

В районе, расположенном к северу от р. Горыни, нижнесарматские отложения представлены желтыми или зеленоватыми песками с прослоями серых, черных или зеленовато-охристых жирных глин, содержащих обломки лигнита. Пески содержат включения и линзы конкреционного песчаника (окрестности г. Кременца). Глины отличаются большой пластичностью и разрабатываются для изготовления гончарных изделий и производства цемента (сс. Вильбовно, Курганы, Могиляны, Черняхово и др.). В песках в ряде случаев констатированы прослои пресноводных известняков (г. Кременец, сс. Кукча, Круголец, Тылявка, Рыбча).

Выше песчано-глинистых слоев залегают раковинные песчаные известняки, а также оолитовые известняки, различной прочности. Подобного типа образования сармата отмечены В. Д. Ласкаревым в районе г. Кременца, сс. Залесцев, Рыдомля, Пелчи, Варновичей, Верхова, Дермани, в окрестностях г. Ровно, у сс. Кругольца, Рыбчи, Радогощи, Садочков, Листвина и т. д.

Средний сармат. Отложения среднего сармата распространены шире других осадков неогена и по отношению к нижнесарматским слоям залегают трансгрессивно. Вдоль восточной границы они подстилаются более древними осадочными образованиями палеогена и мела или же располагаются непосредственно на кристаллических породах.

Состав отложений среднего сармата довольно однообразный. В северной и центральной частях площади развития среднесарматских отложений нижняя их часть представлена известняками, верхняя — песками, с прослоями песчаников и глинами. Оба эти горизонта большей частью наблюдаются совместно, но верхний в пониженных частях склонов водоразделов обычно смыт. Известняки, входящие в состав среднего сармата, имеют разнообразное сложение. Преобладают известняки оолитовые, различной прочности, переходящие в рыхлую песчанистую породу, часто с примесью *Spirorbis* и *Nubecularia* (Ласкарев, 1914в) и большим количеством пластинчатожаберных: *Modiola sarmatica* G a t., *Maetra farbiana* d'Orb., *Tapes gregarius* (P a r t s c h.) G o l d f., *Ervilla dissita* E i c h w. var. *podolica* E i c h w. и многие другие. Наряду с этим встречаются известняки раковинные (сс. Ладыга, Пилявна, Березное, Браилово) и мшанковые (район г. Летичева, сс. Вербки, Головчинцы, Ров, Лопатинцы, г. Браилова и др.). Последние участвуют здесь в строении второй восточной рифовой гряды, отмеченной еще В. Д. Ласкаревым, а затем более детально изученной Р. Р. Вуржиковским (1928). Мшанковые (мембранипоровые) известняки встречаются в двух разновидностях: в легкой, пористой, пемзовидной и плотной, тяжелой, частично перекристаллизованной.

В южных выходах в строении известняковых толщ, помимо мшанок, большое участие принимают нубекулярии (Жижченко, 1940).

Песчано-глинистая надизвестняковая толща развита в окрестностях сс. Головчинцев и Лопатинцев (р. Думка), сс. Тартаков, Ров и г. Браилова (р. Ров) и в районе ст. Жмеринка. Общая мощность этой толщи на водоразделах достигает 30 м. Определенной закономерности во взаиморасположении глин и песчаников в этой толще нет. По данным В. Д. Ласкарева (1914в), в западных районах (водоразделы рр. Случь—Бужок, рр. Случь—Хомори—Горынь, рр. Бужок—Буг) в верхах свиты преобладают пески, а в восточных (бассейн рр. Ров, Думка, Волк—сист. р. Буга) — глины. Пески, слагающие эту толщу, желтовато-серые, тонкозернистые, слюдистые, горизонтальнослоистые; глины зеленовато-

серые, различной пластичности, плотные и сланцеватые, содержат много чешуек слюды и известковистых включений. В районе с. Березного, в окр. г. Хмельника, на р. Южном Буге среди этих отложений встречен прослой белесоватого мергеля с *Tapes* и *Cardium*. В песках встречены: *Maetra fabreana* d'Orb., *Tapes gregarius* (P.artsch.) Goldf., *Cardium fittoni* d'Orb., *Modiola incrassata* d'Orb., *Gibbulsia picta* Eichw., *Tornatina*, *Hydrobia*, *Foraminifera*.

Плиоцен. К плиоценовым отложениям на территории Вольно-Подольской плиты Н. А. Барбот де Марни (18676), а следом за ним В. Д. Ласкаревым (1914в) условно отнесены пестроцветные, желтоватые, бурые и беловатые глинистые пески, залегающие в основании четвертичных отложений, стратиграфически выше образований среднего сармата и в ряде случаев несогласно с ними. Эти отложения оба исследователя синхронизируют с образованиями балтского яруса. Известны они в районе пунктов Межирова, Корчинцев, в верховьях Южного Буга, и Случи, в окрестностях г. Жмеринки, по долине р. Бар, по рр. Буйве, Гуйве, Гнилопяти и т. д.

На восточном склоне водораздела рр. Южный Буг—Днестр, стратиграфически выше отложений среднего сармата, лежит серия песчано-глинистых пород, исключительно с пресноводной фауной, отнесенных еще Н. А. Барбот де Марни к так называемому балтскому ярусу.

Неогеновые отложения Украинского кристаллического массива

На территории Украинского кристаллического массива морские неогеновые отложения распространены только в южной и западной его частях; на остальной площади развиты континентальные песчано-глинистые образования с редкими растительными остатками (углистые прослой и окремнелая древесина).

Северная граница распространения морских неогеновых отложений может быть условно проведена севернее г. Днепродзержинска и поселка Воля Арбузинского района. Западная же граница этих отложений проходит извилистой линией вдоль долины р. Южного Буга; восточнее р. Днепра неогеновые образования встречаются на всей площади Конкско-Ялынской депрессии и заходят в пределы Днепровско-Донецкой впадины (с. Губиниха).

Отложения неогена на рассматриваемой территории представлены миоценом и плиоценом. Из миоценовых отложений фаунистически охарактеризованы: тортонский, сарматский и мэотический ярусы, а из плиоценовых — понтический. Б. П. Жижченко (1940) считает возможным выделить и гельветский ярус на основании находки онкофор в Никопольском районе; но последние встречаются совместно с фауной моллюсков томаковских отложений, которые сопоставляются с нижним тортоном.

Тортонский ярус. Отложения тортонского яруса имеют широкое распространение в Причерноморской впадине и заходят с юга на кристаллический массив, занимая юго-западную часть Днепропетровской области (Никопольский и Томаковский районы) и северо-западную часть Запорожской области (Запорожский и Камышевахский районы). В составе тортонского яруса многими исследователями выделяются (снизу вверх): томаковские слои, чокракский, караганский и конкский горизонты.

Томаковские слои. Эти отложения известны только в нескольких пунктах Никопольского, Томаковского и Запорожского районов. Фауна моллюсков из этих отложений, впервые описанная Г. П. Михай-

ловским (1903), представлена такими видами: *Leda fragilis* Chemn., *Arca lactea* L., *A. diluvii* Lmk., *Modiola letoche* M. Hörn., *Chlamys domgeri* Mikh., *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. gryphoides* var. *gingensis* Schloth., *Chama gryphoides* L., *Loripes dentatus* Bast., *Cardium papulosum* Poli., *Venus ucrainica* Mikh., *Circe minima* Mont., *Meretrix rudis* Poli var., *Tellina donacina* L., *Ervilia trigonula* Sok., *Lutraria primipara* Eichw., *Corbula gibba* Ol., *Chenopus alatus* Eichw., *Turritella sokolovi* Mikh. и др.

В районе с. Томаковки томаковские слои сложены глинами с линзовидными прослоями известняка; глины книзу постепенно переходят в глинистый песок с крупными слабоокатанными кварцевыми зёрнами и мелкой галькой кристаллических пород. Такими же осадками сложены томаковские слои и в окрестностях с. Бабурки (Верхнехортицкий район) и г. Запорожье; лишь только в долине р. Каменки преобладают известняковые прослои, хотя и не большой мощности.

Залегают томаковские слои либо на продуктах разрушения кристаллических пород (с. Томаковка, с. Каменка, г. Запорожье), либо на белых кварцевых песках (с. Бабурка). На контакте томаковских слоев с белыми песками встречен прослой галечника до 10 см мощности. Возраст томаковских слоев определяется на основании вышеприведенной фауны моллюсков, которая содержит элементы нижнетортонской фауны моллюсков. Следует отметить, что многие виды из приведенного списка известны в конкском горизонте. Мощность томаковских отложений колеблется от 0,75 до 1,55 м.

Чокракский горизонт. К отложениям чокракского горизонта Н. Н. Карлов и М. Ф. Носовский (1953) отнесли толщу серо-зеленоватых мергелистых глин до 5,5 м мощности, вскрытую скважиной в с. Ново-Киевка и других местах Никопольского района. В этих глинах ими обнаружена фауна моллюсков: *Corbula gibba* Ol., *Ervilia pussilla* Phil. var. *leptotecha* Zhizh., *E. cf. praepodolica* Andrus., *Loripes dentatus* Bast., *Cardium jacetum* Zhizh. и др. Залегают глины на докембрийских породах, а прикрыты караганскими отложениями.

Караганский горизонт. В пределах Украинского кристаллического массива отложения караганского горизонта известны в Никопольском, Томаковском, Высокопольском и Васильевском районах. Впервые караганская фауна обнаружена И. Г. Каманиным (Каманин и Слодкевич 1930) в отвалах шахты Ново-Марьевского марганцевого рудника. Позже караганские отложения констатированы во многих пунктах Никопольского и Томаковского районах И. А. Лепикашем (1937), а на левобережье р. Днепра (Васильевский район) Г. И. Молявко (1953). Отложения караганского горизонта в основном представлены песчаными глинами зеленовато или зеленовато-серого цвета иногда с изумрудным оттенком. В этих глинах нередко встречаются прослой ракушечника, состоящего из спаниодонтелл (*Spaniodontella opistodon* Andrus, *Sp. umbonata* Andrus, *Sp. tapesoides* Andrus и др.). Реже встречаются гастроподы (*Certhium cf. mitrale* Eichw., *Planorbis* sp. и др.). В верхней толще песчаных глин наблюдаются растительные остатки (корни растений).

Северная граница распространения караганских отложений на правобережье Днепра проходит приблизительно по широте с. Анастасьевки Томаковского района, а на левобережье Днепра несколько южнее р. Конки. Западнее р. Каменки эти отложения отсутствуют; здесь сарматские отложения залегают непосредственно на кристаллических породах. Мощность караганских отложений в Никопольском районе

достигает 8—13 м, а на территории Васильевского района Запорожской области не превышает 8 м (с. Широкое).

Конкский горизонт. Отложения конкского горизонта впервые установлены Н. А. Соколовым (1889а) в долине р. Конки (с. Веселянка). Ряд скважин, вскрывших неогеновую толщу в окрестностях сс. Григорьевки, Ново-Александровки, ст. Кирпотино и др., не встретили отложений с конкской фауной моллюсков. В этих районах ниже сарматских отложений залегают либо углистые глины с бурым углем (ст. Кирпотино), либо глины желто-серые с красными и бурыми пятнами, залегающие непосредственно на палеогеновых глинах (с. Григорьевка). Условно к конкскому горизонту можно отнести глину серо-зеленоватую с прослоем мелких обломков раковин, состоящих из кардиид и мактр. Глины книзу постепенно переходят в мелкозернистые пески; в кровле их залегают углистая глина с прослоем бурого угля и мелкозернистого песка с нижне-сарматской фауной моллюсков.

На правобережье р. Днепра конкские отложения встречены в нескольких пунктах (с. Беленькое, с. Б. Костромка и др.). В балке Березнеговатой (Никопольского района) конкские отложения отмечены Б. П. Жижченко (1940), а в с. Беленькое Верхне-Хорицкого района эти отложения обнаружены М. Ф. Носовским (1953б). Как в первом, так и во втором пункте конкский горизонт представлен мергелистыми глинами, в верхней части которых содержится фауна моллюсков следующего видового состава: *Congeria sandbergeri* Andrus., *Ervilia trigonula* Sok., *Corbula gibba* Ol., *Cardium andrussovi* Sok., *Venus konkensis* Sok., *Potamides aff. bisseriatus* Fridb. и др. Нижняя толща глин содержит в основном раковины фолад (*Barnea pseudoustjurtensis* Vog., *B. sinzovi* Osip., *Pholas* sp.) и реже потамидесы. Мощность глин с конкской фауной моллюсков достигает 3,5 м, а глин с фоладами 3 м. Необходимо отметить, что в пределах кристаллического массива отложения тортонского яруса не имеют широкого распространения; сохранились они от размыва лишь только в отдельных древних ложбинах. Северным пунктом, где встречена тортонская фауна моллюсков является с. Бабурка и г. Запорожье. Наличие наземной фауны моллюсков (геликсы) в с. Бабурке говорит о близости берега в этом районе.

Сарматский ярус. Нижний сармат. Отложения нижнего сармата имеют более широкое распространение, чем нижележащие тортонские. Следует отметить, что северная граница распространения этих отложений проходит не на широте г. Днепропетровска, как это указано в работе В. П. Колесникова (1940), а южнее. По данным последних геологических работ они не распространяются севернее г. Запорожья, ст. Апостолово и г. Кривого Рога. Сложен нижний сармат глинами, песками и известняками; последние встречаются в виде линзовидных прослоев и состоят в основном из ракушечника (сс. Григорьевка, Веселянка, Чкалово и др.). Мощность известняка нередко достигает 2—2,5 м (с. Веселянка). Глины имеют наиболее широкое распространение на всей территории юга УССР; они окрашены в темно-серый или черный цвет и лишь только на отдельных участках правобережной части р. Днепра в зеленовато-серый. Пески мелкозернистые, нередко книзу переходят в разнозернистые с галькой кристаллических пород и обломками кремневого дерева (с. Григорьевка). В глинах и песках встречаются прослой, содержащие растительные остатки в виде бурого угля, отпечатков листьев и остатков древесины (сс. Чкалово, Балабино, Магдалиновка и др.). Фауна моллюсков в этих отложениях представлена такими видами: *Modiola sarmatica* Gat., *Syndesmya refkexa* Eichw., *Maetra eichwaldi* Lask., *Cardium lithopodolicum* Dub., *C. sarmaticum* Barb., *Ervilla dissita* Eichw., *E. dis-*

sita Eichw. var. *andrussovi* Koles., *Tapes aksajicus* Bog., *Duplicata duplicatum* Sow. и др. Кроме того, в отдельных пунктах (сс. Чкалово, Григорьевка и др.) встречаются остатки наземной и пресноводной фауны моллюсков (*Helix*, *Pupa*, *Planorbis* sp.), а также и остатки позвоночных *Rhinoceros incisimus* Bl., обнаруженные А. К. Алексеевым (1928) в окрестностях г. Кривого Рога.

Проведенное Р. Н. Ротман изучение спор и пыльцы, из углистых прослоев, залегающих в основании нижнего сармата, дало следующий состав растительности: сосна, ель, бук, орех, береза, ольха, клен, липа, кипарис, кедр, каштан, кария, вересковые, виноград и др. Залегают нижнесарматские отложения на породах различного возраста от конкских до палеогена включительно, а на отдельных участках Никопольского района и непосредственно на породах докембрийского возраста. Мощность нижнесарматских отложений колеблется от нескольких до 10—20 м.

Средний сармат. Наиболее широким распространением пользуются отложения среднего сармата, которые известны не только в Конкско-Ялынской депрессии, но даже заходят на северный склон приднепровской части кристаллического массива (с. Копани, с. Никольское) и в Днепровско-Донецкую впадину (с. Губиниха), Западнее с. Губинихи среднесарматские отложения известны в районе г. Верхнеднепровска (р. Днепр), с. Веселые Терны (р. Ингулец), с. Вороновка (р. Мертвовод). Следует отметить, что в приднепровской части Украинского кристаллического массива морские отложения среднего сармата отсутствуют в тех местах, где поверхность докембрийских пород имеет отметки, превышающие отметки кровли среднего сармата. Эти участки в среднесарматское время представляли собой острова, расположенные вблизи береговой линии (рис. 87).

На территории Конкско-Ялынской депрессии (бассейн р. Волчьей) средний сармат сложен гипсоносными глинами иногда с прослоями мергеля и мергелистого известняка и песка. Глины серо-зеленого цвета, содержащие кристаллы гипса, распространены в центральной части этой депрессии, а на периферии они замещаются песками (см. рис. 87). В глинах и мергелистых известняках многими исследователями обнаружена фауна моллюсков: *Maetra* cf. *vitaliana* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. vindoboneuse* Lask., *Tapes vitaliana* d'Orb., *Tornatna* sp. и др. В окрестности г. Орехова Е. А. Гапонов (1912) в толще глин обнаружил прослой диатомовой глины до 0,7 м мощности. Ниже среднесарматских глин залегают песчано-глинистая толща, в которой во многих пунктах обнаружены растительные остатки и углистые глины. В районе г. Орехова в этих глинах А. Н. Криштофович (1914) определил следующие виды: *Sequoia landsdorffii* Heeg., *Carpinus grandis* Ung., *Castanea kubinyi* Kow. и др. Образование этих глин, по-видимому, происходило в раннесарматское и тортонское время. На правобережье Днепра по данным Н. А. Соколова, П. П. Пятницкого, А. К. Алексеева, Е. М. Матвиенко и других средний сармат сложен глинами, песками, мергелями и известняками; последние на водоразделах р. Базавлук—р. Днепр не имеют широкого распространения, а залегают в толще глин или песков в виде маломощных прослоев.

В Никопольском районе средний сармат представлен глинами темно-серого или черного цвета; глины слоистые, с прослоями ракушечного детритуса и мелкозернистого песка. В глинах и ракушечнике найдено: *Modiola naviculata* Koles., *M. incrassata* d'Orb., *Maetra naviculata* Bailly, *M. fabreana* d'Orb., *Tapes gregarius* (Partsch.) Goldf., *Cardium fittoni* d'Orb., *C. döngiki* Sinz., *Solen subfragilis* M. Horn, *Barbatella omalustii* d'Orb., *B. hörnesi* Barb. и др. Кроме морских

раковин моллюсков, встречено большое количество пресноводных и наземных моллюсков *Viviparus novorossicus* Sinz., *Unio* sp., *Planorbis* sp., *Helix* sp. и др. Такие же глины, но окрашенные в зеленовато-серый цвет с прослоями мергеля, встречены в бассейне р. Мокрой Суры. В Верхнеднепровском, Щорском, Пятихатском, Казанковском, Еланецком и других районах распространены песчаные отложения, в которых фауна моллюсков обычно отсутствует. Возможно, что часть этой песчаной толщи принадлежит к отложениям среднего и верхнего сармата и представляет собой прибрежные осадки. Известняки и мергели развиты в долине рр. Ингульца, Ингула и Южного Буга. Известняки ракушечные или оолитовые нередко содержат гальку и валуны, состоящие из известняка и кристаллических пород (Криворожский район).

В окрестности ст. Желтокаменки в основании среднесарматских известняков И. Г. Пидопличко обнаружил остатки позвоночных: жирафы, безрогого носорога и мастодонта. Следует отметить, что в отложениях среднего сармата описываемой территории имеется много пунктов, где обнаружена пресноводная и наземная фауна моллюсков и позвоночных, что дает основание предполагать близость суши, с которой сносились в море эти организмы.

Залегают отложения среднего сармата на нижнесарматских, а за пределами распространения последних и на более древних слоях торгонского, палеогенового и докембрийского возраста. Мощность среднесарматских отложений достигает 10—25 м.

Верхний сармат. Отложения этого подъяруса на левобережье р. Днепра достигают только г. Запорожья, где они представлены песками, глинами и реже известняками. Более широким распространением верхнесарматские породы пользуются на правобережье р. Днепра, особенно в районе Побужья, где они трансгрессивно залегают на древних породах и достигают с. Александровки (Вознесенский район) и поселка Воля (Арбузинский район).

На водоразделе рр. Базавлук — Днепр в пределах Никопольского района исследователями Ф. П. Саваренским (1929б), И. А. Лепикашем (1937) и др. установлено повсеместное распространение отложений верхнего сармата, отсутствуют они только в речных долинах. Сложен верхний сармат здесь глинами и мергелями, в которых иногда встречаются прослойки известняка и мелкозернистого песка. В глинах, мергелях и ракушечных известняках встречены ядра и отпечатки: *Mastra caspia* Eichw., *M. naviculata* Bailly, *M. crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula. Большим распространением пользуются глины окрашенные в серо-зеленый, реже в темно-серый и черный цвета.

Такие же глины, но без фауны моллюсков, залегающие на среднесарматских известняках и глинах, распространены и в бассейне р. Мокрой Суры. В. Н. Гладкий, Е. М. Матвиенко и другие относят эту толщу глин к нерасчлененному среднему и верхнему сармату. Возможно, что воды верхнесарматского моря проникали в пониженные части водораздела, образуя здесь неглубокие заливы, в которых и накапливались глины, напоминающие современные илы Утлюкского и Молочного лиманов.

Западнее (водораздел Ингулец — Базавлук) верхнесарматские отложения достигают с. Андреевки (р. Саксагань) и с. Антоновки (р. Ингулец). Севернее этих пунктов поверхность кристаллических пород имеет более высокие отметки, что послужило препятствием для распространения вод верхнесарматского моря к северу.

Литологический состав верхнесарматских отложений на данной территории несколько разнообразнее, чем в смежном Никопольском

районе. Здесь известняки, глины, мергели и пески либо переслаиваются, либо замещаются одни другими.

В Криворожском районе по данным А. В. Фааса (1904), известняки переслаиваются с глинами, мергелями и песками, а книзу постепенно переходят в пески. В этих песках им обнаружены остатки носорога и мастодонта. У с. Александров Дар в таких же песках, залегающих ниже верхнесарматских известняков с *Mastra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula А. К. Алексеевым (1934) найдены остатки оленя, жирафы и гиппариона. Севернее Кривого Рога известняки верхнего сармата замещаются глинами и песками; последние преобладают в районах, прилегающих к северной границе распространения верхнего сармата. В окрестностях г. Кривого Рога известняки верхнего сармата залегают на размытой поверхности среднесарматских слоев. В основании верхнесарматского известняка залегает прослой конгломерата, состоящего из гальки и валунов кварца, сланца и известняка; в последнем обнаружены ядра и отпечатки среднесарматских раковин моллюсков. Известняки верхнего сармата в окрестности с. Широкого пронизаны вертикальными трубочками, в связи с чем А. К. Алексеев (1934) выделил их в особую «червяковую фацию».

Мэотический ярус. Отложения мэотического яруса имеют широкое распространение в Причерноморской впадине, на территории кристаллического массива они известны только в бассейне р. Ингульца. Крайним северным пунктом, где встречены палеонтологически охарактеризованные мэотические отложения является с. Дар-Радевичи. В окрестности этого села мэотическая фауна моллюсков обнаружена впервые А. В. Фаасом (1902); она была найдена им в толще зеленовато-серых глин с прослоями известняка. В верхней части этих глин содержится пресноводная фауна моллюсков (*Unio*, *Viviparus*), а в нижней — морская мэотическая фауна: *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz., *Dosinia exoleta* L., *Cardium mitridatis* Andrus, *Cerithium* cf. *disjunctum* Sinz. В бассейне р. Базавлука и далее к востоку мэотические отложения, по-видимому, размыты и сохранились только в юго-западной части Никопольского района. По данным И. А. Лепикаша (1937), эти отложения известны только в балке Березнеговатой (ст. Ток). Здесь ниже понтических отложений (на границе понта и верхнего сармата) им обнаружен конгломерат, состоящий из известняковой гальки и валунов, в которых обнаружены ядра и отпечатки мэотической фауны моллюсков.

В восточной части Никопольского района на размытой поверхности верхнего сармата залегают песчано-глинистая толща до 5—6 м мощности, в которой обнаружены только остатки черепахи (*Emis*) и глоточные зубы карповых. С. Г. Вишняковым в этих отложениях найдены и пресноводные моллюски (*Unio partschi* Rep., *U. novorossicus* Sinz., *Viviparus* sp.). Эту толщу осадков с пресноводной фауной И. А. Лепикаш назвал топиловскими слоями и отнес к мэотическому ярусу.

Понтический ярус. Понтические отложения на левобережье Днепра достигают г. Запорожья, а на правобережье — с. Томаковки и г. Вознесенска. В окрестности г. Запорожья и с. Камышевахи понтический ярус сложен известняками, глинами и песками. Известняки ракушечные и оолитовые, окрашены в желто-бурый или желтый цвет; содержат плохо сохранившиеся ядра и отпечатки кардиид и дрейссенсий. В Камышевахском районе известняки нередко замещаются глинами и песками. На правобережье р. Днепра отложения понтического яруса сложены также известняками, глинами и песками. Известняки представлены здесь двумя разновидностями, как и на левобережье Днепра: ракушечными и оолитовыми; последние приурочены к нижнему горизонту, а первые к верхнему.

На участках Коминтерновского и Марьевского рудников ракушечный известняк замещается зеленоватыми и коричневыми глинами, а на водоразделе рр. Чертомлык и Каменки понтические отложения размыты. Ракушечный известняк перекристаллизован и окрашен в бурый или желто-бурый цвет и содержит ядра и отпечатки *Prosodacna cf. littoralis* Eichw., *Prosodacna* sp., *Dreissensia* sp. Мощность ракушечного известняка колеблется от 3 до 5 м.

Оолитовый известняк имеет более светлую окраску (светло-желтый, светло-серый); из фауны моллюсков в нем встречаются только конгерии (*Congerita novorosstca* Sinz.) и редко кардииды. Между оолитовым и ракушечным известняком залегает галька и валуны кристаллических пород. В долине р. Томаковки понтические известняки прослеживаются несколько севернее с. Томаковки. Необходимо отметить, что в северном направлении известняки постепенно замещаются песчано-глинистыми породами. На ракушечном известняке (новороссийский подъярус) в Никопольском районе залегают пески с глинами, в которых обнаружена пресноводная фауна моллюсков (*Viviparus*, *Planorbis*). Эти отложения именуется в литературе косовскими слоями и синхронизируются с босфорским подъярусом (Лепикаш, 1937). Косовские слои залегают на размытой поверхности понтических известняков и, по-видимому, их следует отнести к верхнеплиоценовым аллювиальным отложениям.

В Криворожском районе и западнее его, по данным А. В. Фааса (1904), А. К. Алексеева (1934) и других, понтический ярус сложен известняками, глинами и песками. Крайним северным пунктом распространения понтических известняков является с. Пичугино. Севернее развиты пески, которые также отнесены к понтическому ярусу. Мощность понтических отложений колеблется от 6 до 10 м.

КРАСНО-БУРЫЕ ГЛИНЫ

Красно-бурые глины широко распространены на территории УССР. Они покрывают водораздельные пространства южной, центральной и восточной ее части и отсутствуют только в северных районах и в речных долинах, в которых они размыты.

На правобережье УССР северная граница распространения красно-бурых глин в основном совпадает с южной границей Полесья. Севернее этой границы, бурые, серовато-бурые и зеленовато-серые глины, замещающие красно-бурые, распространены отдельными островами. Такие острова известны в Пулинском, Черняховском, Володарск-Волыньском и Малинском районах и на водоразделе рр. Ирпень-Тетерев. В пределах Винницкой области и водоразделов рр. Днестр — Южный Буг красно-бурые глины сохранились только отдельными островами. На левобережье УССР бурые глины распространены на север до линии, которая может быть схематически проведена через южную часть Черниговского района на северо-восток к долине р. Ипути в Стародубском и Брянском районах.

Красно-бурые глины залегают в основании пород четвертичного возраста, с которыми они связаны постепенными переходами. Подстилаются глины породами различного возраста от наиболее древних (докембрийских) до верхнеплиоценовых.

Рассмотрим красно-бурые глины Украины по отдельным геоструктурным районам: 1) Днепровско-Донецкая впадина, 2) Украинский кристаллический массив, 3) Причерноморская впадина.

Днепровско-Донецкая впадина и северо-восточная часть УССР. Красно-бурые глины распространены в пределах почти всей территории

Днепровско-Донецкой впадины и северо-восточной части УССР, за исключением долин рек и глубоких балок. Выходы красно-бурых глин на поверхность наблюдаются по склонам правых берегов Днепра и его левобережных притоков: Псла, Ворсклы, Орели и других рек, а также в глубоких балках и действующих оврагах, которые прорезывают склоны речных долин. Кроме того, красно-бурые глины констатируются многочисленными скважинами в районе плато.

На описываемой территории красно-бурые глины можно разделить (снизу вверх) на два горизонта:

- 1) горизонт оливково-сизых и зеленовато-серых («пестрых») глин, связанный постепенными переходами с песками полтавской свиты и
- 2) горизонт собственно красно-бурых глин, подстилающих лёссовую серию.

Собственно красно-бурые глины обладают пластичностью, они тяжелые, иногда песчаные. В них встречается много известковых конкреций в виде желваков, дутиков и мучнистых гнезд (до 10—15 см в диаметре). Кроме этих конкреций, изредка заметны кристаллы и друзы гипса, железистые и марганцево-железистые бобовинки и охристые пятна. Основная масса красно-бурой глины вскипает с соляной кислотой. Мощность их в обнажениях колеблется от 0,4 до 10 м, а на плато до 17 м (Заморий, 1935а). Мощность глин уменьшается по мере продвижения на восток, в пределы Среднерусской возвышенности и на водораздельных участках не превышает 5 м (обычно меньше); в обнажениях Богодуховского района она не превышает 3 м (Бондарчук, 1937). Здесь красно-бурые глины залегают на отложениях разного возраста, от меловых мергелей до песков полтавской свиты включительно.

В пределах Средне-Русской возвышенности для отложений этого горизонта характерна яркая красно-бурая окраска с различными оттенками, более темная в нижней части, и более светлая — в верхней. В бассейне р. Самары и северо-западных окраин Донецкого кряжа красно-бурые глины распространены повсеместно и обнажаются на склонах долин рек, балок и оврагов. Наиболее характерные обнажения их встречаются на правом берегу р. Самары.

Данные химических анализов показывают, что красно-бурые глины богаты кремнеземом (60,73—78,80%) и содержат значительное количество $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (до 23,6%).

Район Украинского кристаллического массива. Красно-бурые глины на территории Украинского кристаллического массива также представлены двумя разновидностями: 1) глинами, залегающими непосредственно на серии пород полтавской свиты, на балтских отложениях и на других неогеновых породах и 2) глинами, лежащими на кристаллических породах.

Первые довольно плотны, содержат большое количество извести, а также железисто-марганцевых стяжений (бобовинок). Во влажном состоянии они вязки, при высыхании распадаются на мелкие куски. В низах горизонта они становятся более песчаными и постепенно переходят в зеленовато-серые песчаные глины.

Вторые, лежащие непосредственно на поверхности кристаллических пород, всегда более песчаные, содержат карбонатные конкреции, большую или меньшую примесь зерен кварца и обломков кристаллических пород (дресвы).

В пределах Винницкой области, по данным В. Г. Кривенко (1941), красно-бурые глины встречаются только на наиболее возвышенных участ-

ках плато. Средняя мощность их, наблюдаемая в скважинах сс. Потоки, Черемош, Красное, около 5 м.

В. Г. Бондарчук также отмечает, что горизонт красно-бурых глин в пределах Винницкого района не имеет широкого распространения; наиболее полно они сохранились на мало эродированных водораздельных участках; мощность их здесь не превышает 5 м.

Наиболее характерные обнажения красно-бурых глин имеются в ряде пунктов: Райгород, Ситковцы, Снятинцы и др.

В северо-восточной части Каменец-Подольской области красно-бурые глины и суглинки непосредственно залегают на кристаллических породах. Г. М. Коровниченко (1941) считает, что эти глины являются продуктами перетолжения и частично элювиального преобразования близких к ним среднесарматских глин. В пределах Житомирской области красно-бурые глины имеют ограниченное распространение; они обнаружены на водораздельной равнине между сс. Мелени и Чеповичи и на северо-запад от с. Будиловки. Здесь они залегают на пестрых глинах, с которыми связаны постепенными переходами. Мощность их не превышает 2 м. Покрываются красно-бурые глины мореной или подморенными песками.

Интересные профили, по данным бурения, составил Е. В. Яковлев (1929) для района Кичкаса. На водоразделе между балками Сухой и Кичкасом (левобережье), под лёссово-суглинистой серией, залегают красно-бурые глины, мощностью от 9 до 21,7 м, в среднем 15,6 м. В основании красно-бурых глин лежит горизонт с повышенным содержанием гипса и мергеля. Залегают они на песчано-глинистых третичных отложениях. В Крюковском районе красно-бурые глины залегают в основании лёссовой серии и подстилаются третичными отложениями и кристаллическими породами (Соколов, 1929а). Поверхность красно-бурых глин здесь очень неровная. Подстилают их слоистые отложения или продукты разрушения кристаллических пород.

По гранулометрическому составу красно-бурые глины Украинского кристаллического массива преимущественно тяжелые; встречаются и песчанистые разности, которые иногда переходят в глинистые красно-бурые пески. В большинстве случаев красно-бурые глины вязкие, водупорные. На них обычно залегают первый водоносный горизонт; выше часто располагаются выходы источников и оползни, образующие оползневые террасы на крутых склонах эрозионных ложбин (преимущественно правых берегов крупных рек и балок).

По химическому составу красно-бурые глины довольно однотипны и содержат от 57,19 до 70,18% SiO_2 , от 13,66 до 16,13% Al_2O_3 и от 1,75 до 6,26% Fe_2O_3 .

На основании имеющихся материалов можно сказать, что под общепринятым в геологической литературе названием «красно-бурые глины» объединяются генетически близкие, но морфологически и литологически довольно различные отложения, залегающие на водораздельных равнинах в основании лёссовой серии. Эти глины бывают красного, коричневого, бурого и шоколадного оттенка. Наиболее распространенные разности — красные и красно-бурые. Есть также различия и в их литологическом составе. Красно-бурые глины бывают плотные или пластичные, но наблюдаются также и песчанистые разности, переходящие иногда в глинистые пески. Вблизи районов с высокими отметками поверхности кристаллических пород, в нижних горизонтах глин встречаются прослой песка и галечника (Соколов, 1929в). Песчаность глин увеличивается в случае залегания их на песках, а также

по склонам долин рек и древних балок. Часто в них встречаются известково-мергелистые конкреции и друзы гипса.

Мощность красно-бурых глин в районе Украинского кристаллического массива различна: на широких водоразделах она достигает 15—20 м; на узких и сильно эродированных водоразделах, а также на склонах она уменьшается до нескольких метров.

Причерноморская впадина. Красно-бурые глины покрывают всю территорию впадины, за исключением понижений древней и современной эрозии.

На левобережье Днепра, между Днепром, Сивашом и Черным морем, красно-бурые и кирпично-красные глины распространены на плато и на древних верхнеплиоценовых террасах. В районе плато они залегают на понтических известняках и связаны постепенными переходами с покрывающими их красно-бурыми суглинками или «шоколадными лёссами». В районе древних верхнеплиоценовых террас наблюдаются два горизонта красно-бурых глин, разделенные песками. Первый горизонт подстилает верхнеплиоценовые пески, а второй покрывает их.

Красно-бурые глины, подстилающие верхнеплиоценовые пески, уцелели от размыва только в виде отдельных островков незначительной мощности. Присутствие их констатировано скважинами. Выходы этих глин на дневную поверхность наблюдаются лишь в оврагах, прорезающих левый береговой склон Днепра от с. Малой Лепетихи до окрестностей с. Западные Каиры. Южнее с. Софиевки красно-бурые глины частично или полностью смыты.

Обычно эти глины имеют красно-бурый или кирпично-красный цвет, плотное сложение, глыбово-призматическую и клинообразную структуру отдельностей, часто с хорошо выраженным глянцевым блеском на плоскостях структурных отдельностей. Часто в них встречаются большие и мелкие известковистые конкреции (полуокаменелые и рыхлые), друзы и отдельные кристаллы гипса, черноватые железисто-марганцевые бобовинки.

В пределах Приазовья и Причерноморья (в приморской полосе) красно-бурые глины подстилаются песчаными и песчано-глинистыми отложениями верхнеплиоценового (куяльницкого) возраста, а севернее в районе плато неогеновыми породами (понтического и сарматского ярусов). В северо-западной части впадины (в бассейне р. Днестра) красно-бурые глины залегают на балтских отложениях.

В разрезе красно-бурые глины связаны постепенными переходами как с суглинками или с лёссами, их покрывающими, так и с кирпично-красными песчаными суглинками, супесями и песками, залегающими ниже (в районе распространения верхнеплиоценовых террас) или неогеновыми известняками (в районе плато). Текстура глин преимущественно однородная, но в некоторых случаях наблюдается слоистость. Гранулометрический состав красно-бурых глин левобережья Днепра почти не отличается от гранулометрического состава тяжелых красно-бурых суглинков, которые их покрывают; постепенные переходы красно-бурых глин в покрывающие их суглинки свидетельствуют об одинаковых условиях их образования.

Под микроскопом красно-бурые глины левобережья Нижнего Днепра представляют собой буровато-желтую глинистую массу, пропитанную бурыми и красно-бурыми гидратами окислов железа. В глинистом материале довольно много (до 40%) угловатых зерен кварца размером меньше 0,01 мм в диаметре, много черных округленных железисто-марганцевых включений (в среднем около 0,2 мм в диаметре). Из других

минералов обычно встречаются биотит, циркон, полевой шпат и очень редко рутил и эпидот.

Необходимо отметить, что на левобережье Днепра до параллели с. Антоновки, т. е. в пределах плато, красно-бурые глины подстилаются понтическими известняками. Поверхность известняков как бы отполирована и покрыта темно-красной коркой перекристаллизованного известняка. Южнее красно-бурые глины подстилаются кирпично-красными песчаными суглинками или супесями и песками того же цвета, ниже которых залегают песчано-глинистые плиоценовые отложения. В Приазовье, на запад и восток от Молочного лимана и долины р. Молочной, красно-бурые глины залегают только к северу от границы распространения киммерийских отложений (севернее г. Мелитополя), где они встречаются под толщей лёссовидных суглинков. В районе распространения киммерийских отложений эти глины отсутствуют¹.

Мощность красно-бурых глин на левобережье Днепра между последним и долиной р. Молочной колеблется от 3 до 13 м; в среднем на водоразделах варьирует от 5 до 10 м. Установлено, что наибольшей мощностью красно-бурые глины достигают в районе плато; на склонах рек и балок мощность их значительно меньше.

В районе плато и древней верхнеплиоценовой террасы, выше описываемых глин, залегают лёсс и лёссовидные суглинки, а на склонах рек и балок более грубый лёссовидный материал, содержащий мергельные конкреции.

Гранулометрический анализ красно-бурых глин показывает, что характерной их особенностью является преобладание фракций $< 0,01$, (достигает 93,58%). Правда, в нижних горизонтах глин иногда встречаются песчаные суглинки, которые нередко граничат с супесями и даже песками. Данные химических анализов красно-бурых глин Причерноморья показывают, что они содержат кремнезема 55,01—62,72% и глинозема 10,60 до 14,82%. Примерно такой же химический состав имеют красно-бурые глины и в Никопольском районе.

Происхождение и возраст красно-бурых глин Украины. Различные авторы происхождения красно-бурых глин объясняют неодинаково. Так, Н. А. Соколов (1889в), базируясь на том, что красно-бурые гипсоносные глины в районе 48-го листа 10-верстной карты связаны постепенными переходами с понтическими и сарматскими отложениями, считает их продуктом выветривания указанных коренных пород. А. И. Набоких (1915а, б) считает пурпурно-красные глины Херсонской области, подстилающие лёссовую серию, элювиальными и, может быть, делювиальными породами, образовавшимися из различных пород в условиях теплого и влажного климата. И. Левинский (1917) указывает на то, что в западной части Херсонской области нет связи между красно-бурыми глинами и подстилающими их породами; кроме того, в этих глинах наблюдается большое количество различных солей, в том числе и гипса; вследствие этого он считает их пустынными образованиями, аналогичными образованиям туркестанских такыров. А. И. Набоких (1915а) в результате своих работ по югу УССР пришел к заключению, что одесские красно-бурые гипсоносные глины являются продуктом выветривания понтического известняка, т. е. являются остатками древней почвы типа красноземов.

В. И. Крокос и П. И. Луцкий (1929) считали, что красно-бурые глины Одесского района представляют собой продукт выветривания нео-

¹ За исключением Чонгарского полуострова, где под киммерийскими морскими осадками обнаружена красно-бурая глина.

геновых пород в условиях теплого климата. А. В. Гуров (1888) относил красно-бурые глины Полтавской области к пресноводным образованиям верхних горизонтов третичной системы.

Таким образом, большинство исследователей склоняется к мнению, что красно-бурые глины это элювий более древних пород, образовавшийся в результате выветривания их в теплом климате.

Возраст красно-бурых глин юга УССР еще окончательно не установлен. Некоторые исследователи (И. Ф. Свинцов, В. Г. Бондарчук) считают их четвертичными; В. И. Крокос, Н. И. Дмитриев, П. К. Заморий и другие — верхнеплиоценовыми, Д. Н. Соболев — среднеплиоценовыми, П. А. Православлев (1917) относит их к нижнему плиоцену (верхам понта).

Несомненно только, что образование красно-бурых глин происходило на протяжении длительного времени. Оно началось вскоре после освобождения северной части Причерноморской впадины от вод понтического моря и продолжалось до начала древнечетвертичной эпохи. В это же время происходило формирование толщи красно-бурых глин и на остальной территории платформенной части Украины. В районе плато Причерноморской впадины наблюдается постепенный переход красно-бурых глин в подстилающие их понтические известняки и в вышележащие красно-бурые глинистые суглинки древнечетвертичного возраста.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Введение

Четвертичные отложения платформенной части УССР представлены континентальными и морскими образованиями. Последние покрывают незначительную площадь и распространены узкой полосой только на крайнем юге УССР, вдоль побережья Черного и Азовского морей. Континентальные четвертичные отложения покрывают почти всю территорию, только на крутых склонах речных долин и балок они иногда отсутствуют.

Мощность четвертичных отложений платформенной части УССР очень изменчива. Наибольшей величины (до 70—100 м, в среднем около 20—30 м) она достигает в районах Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадин, для которых в четвертичное время было характерно преимущественно опускание и наименьшей (от 1 до 15 м, в среднем 4—7 м) — в районе Донбасса, на плато Подолии и на Украинском кристаллическом массиве, т. е. в районах с преобладающей тенденцией в это время к поднятию.

Четвертичные породы на рассматриваемой территории представлены следующими генетическими типами: 1) ледниковым, 2) флювиогляциальным, 3) аллювиальным, 4) аллювиально-озерным, 5) озерным, 6) морским, 7) эоловым, 8) элювиальным, 9) элювиально-делювиальным, 10) органогенным и др.

В возрастном отношении они представлены всеми четырьмя отделами: — O_I (древним), — O_{II} (средним), O_{III} (новым) и — O_{IV} (современным).

К первому отделу относятся: флювиогляциальные отложения лихвинского (миндельского) оледенения, древние аллювиальные отложения, аллювиально-озерные и озерные, морские и лиманно-морские (древнеэвксинские) отложения, лёссы и лёссовидные суглинки нижних горизонтов.

Ко второму отделу относятся ледниковые отложения (днепровская или рисская морена) и связанные с ними флювиогляциальные образования; синхронные им аллювиальные и аллювиально-озерные отложения; морские и лиманно-морские отложения узунларского времени; лёссы и лёссовидные суглинки некоторых средних горизонтов.

К третьему отделу относятся флювиогляциальные отложения валдайского (вюрмского) оледенения, комплекс флювиогляциальных и аллювиальных отложений этого же времени, аллювиальные отложения, подстилающие лёсс однолёссовых террас, морские и лиманно-морские отложения карангатского, новоэвксинского и древнечерноморского времени, лёсс и лёссовидные суглинки второго и первого горизонтов и элювиально-делювиальные отложения первого горизонта.

К четвертому отделу принадлежат аллювиальные и аллювиально-озерные отложения пойменных террас рек и балок, отложения современных болот, морские и лиманно-морские илистые и песчано-ракушечные отложения лиманов, кос и пересыпей.

Четвертичные отложения платформенной части УССР и прилегающих территорий, можно разделить на две группы: четвертичные отложения, расположенные в пределах территории бывшего днепровского оледенения (в гляциальной зоне) и четвертичные отложения, расположенные за пределами оледенения (в экстрагляциальной зоне).

Стратиграфия четвертичных отложений гляциальной и экстрагляциальной зон в связи с элементами рельефа показана на карте четвертичных отложений (см. приложение). Ниже дается описание четвертичных отложений по отдельным геоструктурным районам: Днепровско-Донецкой впадине, Украинскому кристаллическому массиву, Причерноморской впадине и Волыно-Подольской плите.

Четвертичные отложения Днепровско-Донецкой впадины

В этом регионе четвертичные отложения представлены следующими генетическими типами: ледниковыми, флювиогляциальными, эоловыми, аллювиальными, аллювиально-озерными, озерными и делювиальными. Распространение их основных генетических типов в пределах Днепровско-Донецкой впадины тесно связано с ее геоморфологией. Так, например, ледниковые отложения (морена) покрывают плато, его склоны, древние террасы гляциальной зоны и совершенно отсутствуют на более молодых террасах. Флювиогляциальные отложения распространены в гляциальной и перигляциальной зонах. В возрастном отношении они относятся к лихвинской, днепровской и валдайской эпохам. В перигляциальной зоне флювиогляциальные пески вклиниваются в третий ярус лёсса (днепровский). Эоловые отложения (лёсс и лёссовидные суглинки) покрывают плато и его склоны, древние речные (лёссовые) террасы и склоны к речным долинам и древним балкам. Отсутствуют они только на пойменных и песчаных террасах речных долин, а также на крутых склонах. Распределение аллювиальных и аллювиально-озерных отложений на территорию Днепровско-Донецкой впадины связано с речными долинами и древними балками.

Ниже приводим более детальную характеристику четвертичных отложений по генетическим типам.

Ледниковые отложения. В бассейне р. Днепра днепровская (рисская) морена покрывает плато и спускается в долины Днепра и наиболее крупных его притоков. Отсутствует морена только в молодых долинах рек и балок, где она уничтожена в результате позднейшего размыва. Южная граница ледниковых отложений показана на карте четвертичных отложений.

Морена представлена красно-бурым несортированным валунным суглинком, который в нижней части толщи имеет иногда серую и зелено-вато-серую окраску. Нередко валунный суглинок имеет лёссовидный габитус и темно-палевый, буровато-палевый и бурый цвет. Изредка морена представлена валунными супесями или песками. Морена содержит валуны кристаллических пород диаметром до 15—20 см и в редких случаях более крупные.

На территории Черниговского Полесья выделяют два литологических типа морены: первый тип — красно- и желто-бурую морену с значительным количеством разных по размерам и составу валунов, и второй тип — лёссовидную морену с незначительным количеством мелких валунов.

Первый тип моренных образований представлен преимущественно желто-бурыми однородными уплотненными суглинками; на некоторых участках встречается более красная его разновидность. Красноватый неоднородный суглинок быстро переходит и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях в супесь; кроме того, для него характерны гнезда и линзы валунного песка. В обеих разновидностях суглинка встречаются также гнезда подстилающих пород (четвертичной, третичной и меловой систем) и значительное количество валунов размером от нескольких сантиметров до одного и больше метров в диаметре. Распределены валуны неравномерно: в красноватых, неоднородных суглинках их больше. Отмечается также, что в этом суглинке валуны достигают значительных размеров. Петрографический состав валунов морены первого типа разнообразен. Чаще всего встречаются валуны зеленокаменных и других кристаллических пород; среди последних преобладают валуны гранитов, гнейсов, серого и розового песчаника, кристаллических известняков, кварца, сланцев и др. Особенное внимание обращает на себя присутствие валунов, состоящих из меловых кремней, эоценового песчаника (побережья рр. Десны и Снова), опоки и темно-серого палеоценового кремнистого песчаника (встреченные на юг от г. Новгород-Северска). Эти валуны претерпели меньшую обработку и резко отличаются от северных валунов ребристой и угловатой формой и меньшей выветрелостью. Северные валуны, особенно гнейсовые, часто разрушены выветриванием и рассыпаются в дресву. Этот тип валунных суглинков (морену) В. Н. Чирвинский (1914) относит к так называемому валунному суглинку «киевского типа».

Второй тип морены представлен лёссовидным валунным суглинком типичного для лёсса палевого цвета. В естественных обнажениях он, как лёсс и желто-бурый суглинок морены первого типа, образует вертикальные стены. В суглинке морены второго типа содержится небольшое количество мелких и в большинстве случаев выветрелых валунов. Петрографический состав валунов морены второго типа аналогичен петрографическому составу валунов морены первого типа. Суглинок широко распространен в районе Черниговского Полесья. Выходы его часто встречаются рядом с красно-бурым и особенно желто-бурым валунным суглинком морены первого типа. Суглинки (первого и второго типов) встречаются на древних склонах и в понижениях древнего рельефа, нивелируя его неровности.

Мощность морены зависит от характера доледникового рельефа. На водораздельных равнинах его средняя мощность равна 4—5 м; на древних склонах, где развиты более отсортированные разновидности валунного суглинка, мощность ее несколько больше (до 10 м). В районе Черниговской области морена подстилается в большинстве случаев озерными суглинками или флювиогляциальными образованиями, их за-

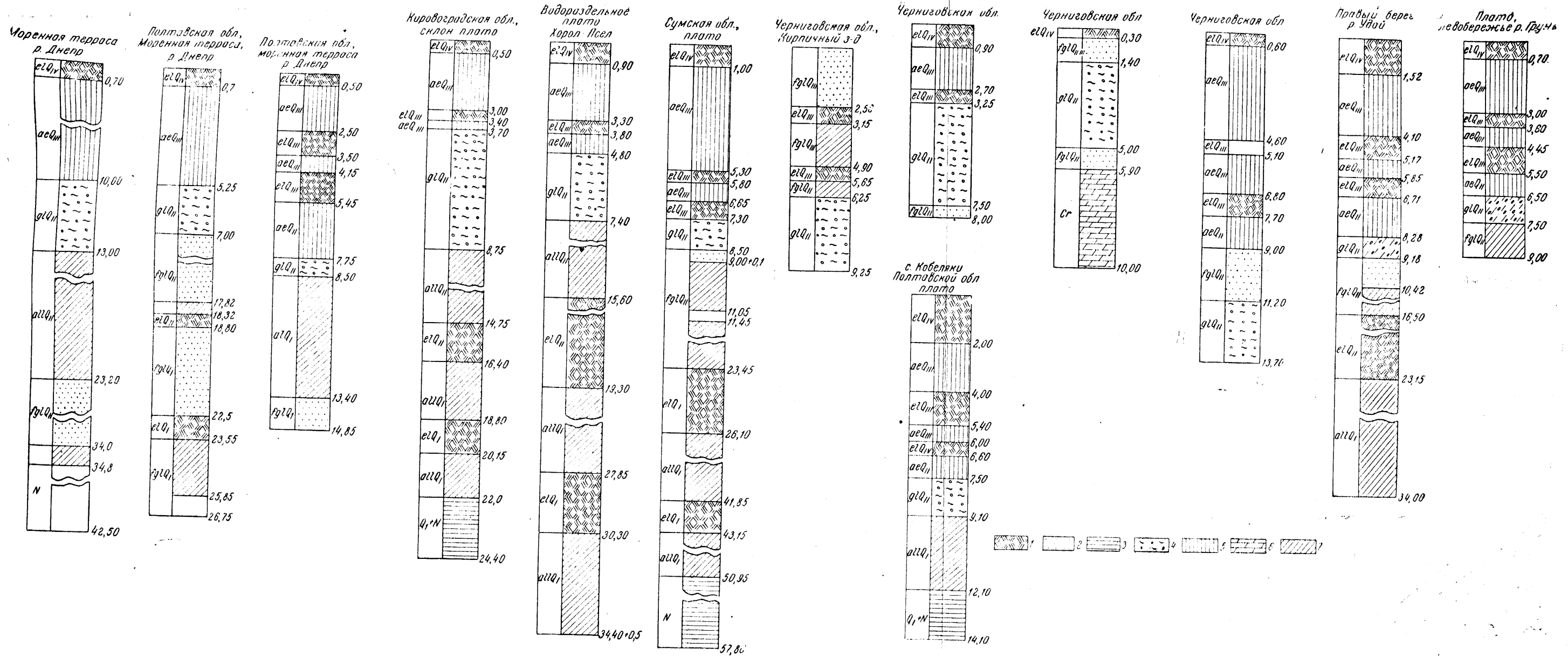


Рис. 89. Условие залегания морены на территории Днепро-Донецкой впадины (разрезы по скважинам)

1—современная и ископаемые почвы; 2—песок; 3—глина; 4—морена; 5—лёсс; 6—суглинок; 7—мел

мещающими. Под ней залегают более древние породы (меловые и третичные). Покрывается морена лёссом или флювиогляциальными отложениями (песками и суглинками). На юге днепровского ледникового языка морена вклинивается в третий (днепровский) горизонт лёсса. Условия ее залегания на территории Днепровско-Донецкой впадины показаны на рис. 89.

В северных районах УССР морена часто ничем не покрыта и образует острова среди флювиогляциальных песков на водораздельных равнинах и среди древних аллювиальных отложений речных долин. Площади их незначительны по сравнению с площадями распространения морены в Правобережном Полесье.

Среди валунов в морене «киевского» типа встречаются разнообразные породы севера: граниты, сиениты, диориты, габбро, порфиры, порфириты, диабазы, ортофиры, гнейсы, а также слюдяные, ставролитовые, хлоритовые и тальковые сланцы, песчаники, кварциты, известняки и пр. Детальное изучение валунов из морены днепровского ледникового языка (Чирвинский, 1914, 1932а) показало, что валуны принесены главным образом из Карельской АССР. Среди них найдены валуны следующих (руководящих) пород выборгский рапакиви (часто), гохландский кварцевый порфир (часто), уралитовый порфирит Тавастгуса, шокшинский песчаник. Весьма многочисленны валуны известняков из Прибалтийского края и западной части Русской платформы. Особенно их много в морене Бабьего яра в г. Киеве. Эти валуны указывают на принос моренного материала с севера (с северо-запада, севера и северо-северо-востока). Характер моренной толщи свидетельствует об однократном оледенении в пределах Днепровского ледникового языка. На территории УССР размеры валунов колеблются от нескольких сантиметров до 2—3 м в поперечнике.

В. И. Крокос указывает, что в морене левобережья УССР встречаются обломки белемнитов из верхнемеловых отложений, которые в коренном залегании выходят около верховьев рр. Десны и Сейма, а также куски верхнетретичных гончарных глин. Во многих местах морена подверглась размыву, особенно на проходных долинах. Мощность валунного суглинка, по данным В. Н. Чирвинского (1932а), Г. И. Молявко (1936), В. И. Крокоса (1929), и Д. К. Биленко (1939), изменяется от 0,5 до 1,5 м и больше; на большей части территории она равняется 3—7 м.

По данным Д. К. Биленко (1939), около южного края днепровского ледникового языка морена наиболее обогащена местным материалом, в первую очередь лёссом, в связи с чем и приобрела лёссовидный характер. В южных границах ее распространения, в результате таяния ледника, имела место значительная эрозия. Маломощная морена около края ледника размывалась ледниковыми водами. Этим и объясняется, что во многих местах моренные образования переотложены даже на плато, особенно на его склонах, и имеют значительную примесь песка, который иногда залегают в форме линз, прослоек и карманов. Особенно часто морена переотложена в верхней своей части. Очевидно, такие размывы происходили во время отступления ледника. В результате вымывания из морены суглинистого материала наблюдается обогащение ее валунами, местами образующими нагромождения.

Флювиогляциальные отложения. На территории Днепровско-Донецкой впадины в ледниковом и приледниковом районах распространены флювиогляциальные отложения древнего (Q_I), среднего (Q_{II}) и нового (Q_{III}) отделов четвертичного периода.

Древний отдел (Q_1). Сюда относятся флювиогляциальные отложения лихвинского (миндельского) оледенения, распространенные в долине Днепра на древней (моренной) террасе. Здесь лихвинские (миндельские) флювиогляциальные пески покрываются аллювиальными песками, выше которых залегает подморенная толща лёссов и лёссовидных суглинков. Подстилаются флювиогляциальные осадки в долине р. Днепра непосредственно песками харьковского яруса, в то время как нижний лёсс на водоразделах везде подстилается красно-бурными глинами. По литературным данным в основании мощной—до 50 м толщи флювиогляциальных и аллювиальных отложений верхней (лихвинской или миндельской) террасы залегают белые, разнозернистые, внизу грубые гравийные кварцевые пески, мощностью до 20—30 м. Пески эти долгое время ошибочно принимались за полтавские, вследствие большого внешнего сходства их с последними.

Флювиогляциальные отложения древнего отдела пользуются широким распространением. Они слагают основание древнейшей широкой (до 70—80 км) террасы Днепра, прислоненной к плато. Условия залегания их отражены на рис. 89. В пределах более молодых террас миндельские отложения уничтожены позднейшими размывами.

В. В. Резниченко (1932а) расчленяет подморенную толщу песков (залегающих ниже подморенных лёссов и лёссовидных суглинков) на две генетические серии (снизу вверх): 1) флювиогляциальные пески средне- и мелкозернистые с хорошо окатанными зернами, часто косо-слоистые, иногда с прослойками и линзами мелкого и крупного галечника, состоящего нередко из кристаллических пород; 2) хорошо отмученные кварцевые слоистые пески, среди которых найдены в коренном залегании зуб *Elephas trogontherii* Pöhlig и пресноводные моллюски *Paludina diluviana* и др., что дает основание отнести эти пески к аллювиальным древнечетвертичным образованиям, переработанным в верхней части ветрами (в связи с чем они и были отнесены В. В. Резниченко к «эоловым»). Общая мощность описываемой толщи подморенных песков колеблется от 14 до 40 м (а иногда и больше).

По данным В. В. Резниченко (1932а), подморенные лёссовидные суглинки (аналог подморенного лёсса) нередко замещаются аллювиальными миндель-рисскими песками, ниже которых залегают флювиогляциальные миндельские отложения. В песках на моренной террасе р. Днепра, в районе горы Пивихи в верхних горизонтах встречаются ожелезненные гнезда, где обнаружена обильная фауна: *Paludina diluviana*, *Lithoglyphus michaeli*, *L. neumayri*, *L. naticoides*, *Valvata piscinalis*, *Neritina semiplicata*, *Melanopists acicularis*, *M. esperoides*, *Planorbis marginatus*, *Pl. spirorbis* (Резниченко, 1932а, б). Миндельские флювиогляциальные отложения, по данным Д. Н. Соболева (1933а) и А. С. Фещенко, прослеживаются на правом берегу Днепра на участке Дымер—Чернобыль. Однако выделить там участки древнейшей террасы ввиду слабой изученности этого района не представляется возможным.

На левобережье Днепра, на восток от лихвинской террасы и вплоть до границы залегания осадков днепровского (рисского) ледника, распространены на водораздельных равнинах подморенные озерные образования (Q_1). Они представлены заметно слоистыми суглинками и супесями желтовато-палевого цвета, иногда с сероватым оттенком. Нередко в этих породах присутствуют галька и валуны, а также пресноводная фауна. Условия залегания их отражены на рис. 89.

В. И. Крокос (1933) указывает, что под моренной залегают три го-

ризонта лёсса, а именно: подморенная часть третьего горизонта лёсса, четвертый и пятый горизонты лёсса. П. К. Заморий считает, что В. И. Крокос ошибочно отнес к «подморенной лёссовой серии» пресноводные озерные и флювиогляциальные суглинки, имеющие широкое распространение в ледниковом районе. А. В. Гуров (1888), П. Я. Армашевский (18836) и сотрудники докучаевской экспедиции (Агафонов, 1892; Вернадский, 1892 и др.) называли эти осадки «пресноводными известковыми суглинками» и «пресноводными мергелями». В. И. Крокос в результате увлечения золотой гипотезой дал неправильное объяснение их генезиса и отнес указанные озерные отложения к золотому лёсса, расчлененному двумя ископаемыми почвами на три горизонта.

Объяснение генезиса подморенных отложений левобережной части УССР, которое было дано А. В. Гуровым (1888), П. Я. Армашевским (18836), сотрудниками докучаевской экспедиции, А. П. Павловым (1925), Г. Ф. Мирчинком (1925, 1927), А. И. Москвитиним (1933), В. Н. Чирвинским (19326) и другими, более правильное.

По мнению Н. И. Дмитриева (1937в), вся толща подморенных отложений распадается на несколько горизонтов, различных как по генезису, так и по времени образования. Суглинки верхней части этой толщи—флювиогляциального происхождения, нижней—отличаются всеми признаками типичного лёсса, поэтому нужно допустить, что частью они действительно золотого происхождения и близки к лёссам. Но расчленить эту толщу на отдельные генетически различные горизонты не представляется возможным.

Средний отдел (O_{II}). К среднему отделу относятся флювиогляциальные отложения, образование которых связано с днепровским (рисским) оледенением. Эти отложения распространены в гляциальной и перигляциальной областях.

В гляциальной области они подстилают и покрывают морену и представлены слоистыми разнозернистыми песками и суглинками с гальками и мелкими валунчиками кристаллических пород. Подморенные флювиогляциальные отложения наблюдаются в естественных обнажениях правого берега р. Днепра на всем протяжении ледниковой зоны. Они встречаются также в обнажениях по правым берегам левобережных притоков среднего Днепра, долины которых вскрывают толщу моренных и подморенных отложений. В закрытых районах они обнаружены многочисленными скважинами и шурфами. По указанию Д. К. Биленко (1939), днепровские подморенные флювиогляциальные отложения залегают более или менее равномерной толщиной. Мощность их колеблется в пределах от 1 до 20—30 м (в среднем 8—10 м). В. И. Крокос (1927) отмечает, что в южной части ледникового района мощность подморенных флювиогляциальных отложений на плато достигает 2—4 м (иногда они здесь отсутствуют), а на склонах увеличивается до 10 м и более. Наибольшей мощности (до 30 м) они достигают в речных долинах.

Нижний миндельский лёсс на водоразделах и аллювиальные миндельские отложения в пределах древней долины Днепра покрываются толщей подморенных флювиогляциальных песков рисского времени. Эти отложения представлены чаще всего тонкими серо-стальными или палево-желтыми и сизоватыми слоистыми суглинками с мелкими валунами кристаллических пород. Реже они сложены валунными песками. В понижениях древнего рельефа описываемые суглинки в верхней своей части нередко бывают замещены тонкими белыми кварцевыми песками. На водоразделах они отделяются от морены резкой границей. В пределах же долин р. Днепра подморенные суглинки часто связаны

с мореной довольно постепенным переходом. Местами суглинки выпадают из разреза и в таких случаях морена непосредственно налегает на миндельрисские погребенные почвы (сс. Секиринцы, Николаевка). Полная мощность подморенных песков и суглинков достигает 15—16 м, а в долине Днепра 20—25 м. Чаше же она не превосходит 7—8 м. Местами в суглинках встречается бедная видами фауна луговых моллюсков: *Pupilla muscorum*, *Planorbis rotundatus*, *Succinea oblonga* и др. Подморенные суглинки и пески широко развиты в области плато на водоразделах, а также выполняют древнюю долину Днепра.

Уже отмечалось, что эти суглинки по внешнему виду нередко напоминают лёсс, отличаясь от последнего плохо заметной слоистостью и присутствием мелких валунов кристаллических пород.

По указанию Г. И. Молякко (1936), В. И. Крокоса (1927) и других исследователей, надморенные флювиогляциальные отложения Днепро-Донецкой впадины представлены средне- или крупнозернистыми песками, иногда суглинками с небольшими валунами кристаллических пород. На водоразделах ледниковый комплекс отложений заканчивается маломощной и невыдержанной толщей надморенных флювиогляциальных отложений. В бассейне р. Удай эти породы представлены тонким, палево-желтым, слоистым лёссовидным суглинком с мелкими валунами кристаллических пород. В них иногда встречаются раковины болотных моллюсков *Stragnicola palustris* и др. В основании суглинков местами встречаются маленькие линзы перемытых отложений морены, которые на водоразделах и по склонам долин в большинстве случаев отсутствуют совершенно. Более выдержаны они в пределах древней долины Днепра, где мощность их достигает 3—4 м.

В области развития зандров надморенные флювиогляциальные отложения представлены, по исследованиям Д. К. Биленко, Д. Н. Соболева и др., в основании—грубыми, выше—более тонкими разнозернистыми песками (с валунами кристаллических пород), до 5—6 м мощности. Такой же характер они имеют в бассейне р. Десны.

Таким образом, надморенные флювиогляциальные отложения состоят из песков, супесей и главным образом суглинков. Пески и супеси, по мнению большинства исследователей, представляют собой флювиогляциальные образования. Что же касается суглинков, то относительно происхождения их существуют различные взгляды. Например, Н. И. Дмитриев (1937в) считает, что надморенные суглинки очень сходны с подморенными флювио- и озерно-гляциальными суглинками, а местами совершенно близки к типичным лёссам. Очень часто они слоистые, но нередко встречаются и неслоистые их разновидности, часто песчаные, иногда с прослоями песка и гравия, изредка переходящие в пески в горизонтальном направлении. Эти породы нередко содержат в нижних горизонтах валунчики кристаллических пород, а иногда раковины пресноводных моллюсков. Мощность их незначительна и колеблется от 1 до 2 м. Эти суглинки являются подпочвой для ресс-вюрмского горизонта ископаемой почвы и часто бывают окрашены гумусом.

Надморенные слоистые суглинки, часто с прослоями песка и гравия, по мнению Г. Ф. Мирчинка (1927) и А. И. Москвитина (1933), образовались в результате перебивания морены при отступании ледникового покрова. В. И. Крокос (1927), Д. К. Биленко (1939), Г. Ф. Лунгерсгаузен (1933) и некоторые другие исследователи считают всю надморенную толщу суглинков золотым лёссом и называют его надморенной частью ресского горизонта лёсса.

Указания о том, что морену в большинстве случаев покрывает не лёсс, можно найти в работах многих исследователей (Агафонов, 1892;

Вернадский, 1892; Выдрин, 1892; Мирчинк, 1925, 1927; Дмитриев, 1937в и др.). Н. И. Дмитриев приходит к наиболее правильному выводу о генезисе надморенных отложений; по его данным морену покрывают главным образом флювиогляциальные отложения, частью озерно-гляциальные и делювиальные.

В перигляциальной области флювиогляциальные отложения установлены Г. Ф. Мирчинком (1925) между гг. Лебедином и Полтавой, В. И. Крокосом (1927) в бывшем Кременчугском округе у р. Косовки, на дне долины р. Березовки (бассейн р. Ингулец) и П. К. Замориим (1935а) в районе междуречья Ворскла—Орчик. Эти отложения мощностью до 4—6 м представлены слоистыми песками, переслаивающимися с лёссовидными суглинками. Постепенно они переходят в третий (днепровский или рисский) горизонт лёсса. В районе плато к востоку и югу от границы оледенения вышеуказанные отложения быстро выклиниваются. Особенно быстрое выклинивание флювиогляциальных и озерно-гляциальных отложений наблюдается в восточном направлении в приледниковой зоне. Ширина полосы распространения флювио- и озерно-гляциальных отложений за пределами оледенения, по исследованиям Г. Ф. Лунгерсгаузена, достигает 20—25 км.

По мнению Н. И. Дмитриева (1937в), распространение в приледниковой зоне флювио- и озерно-гляциальных суглинков, замещающих морену, говорит об их тесной связи с ледником и указывает на отложения их ледниковыми водами. Если бы эти осадки имели эоловое происхождение, то, очевидно, распространение их в приледниковой зоне не ограничивалось бы такой узкой полосой.

В заключение следует указать, что наиболее четкое стратиграфическое положение днепровские (рисские) флювиогляциальные отложения занимают в пределах днепровского ледникового языка, где они прикрыты лёссовой серией. Здесь они залегают на морене и подстилают ее. Вдоль границы днепровского (рисского) оледенения (в перигляциальной зоне), где морена отсутствует, подморенные, предморенные и надморенные флювиогляциальные отложения образуют один горизонт. Они встречаются в днепровском (рисском) горизонте лёсса, разделяя его на две части, подобно морене ледниковой зоны, расчленяющей лёсс на надморенную и подморенную части. Флювиогляциальные отложения днепровского (рисского) возраста принимают также участие в строении проходных долин.

Новый отдел (О_{III}). К новому отделу относятся покровные флювиогляциальные отложения задровой полосы Днепровско-Донецкой впадины. По данным Б. Л. Личкова (1927), Д. Н. Соболева (1928б, 1933а), Г. И. Молявко (1936), Д. К. Биленко (1934) и других, флювиогляциальные отложения задровой полосы валдайского (вюрмского) оледенения представлены разнотерными, желтоватыми и серыми, почти безвалунными песками мощностью до 4—6, изредка до 10 м. Местами эти пески выстилают равнинное пространство. Равнинность задровых полей нарушается песчаными всхолмлениями, котловинами выдувания, заболоченными котловинами, а также выступающими из-под песков моренными холмами. Иногда эти пески налегают на морену и на покрывающие ее надморенные флювиогляциальные пески. В последнем случае разграничить их трудно. Также трудно отделить их от аллювиальных отложений речных долин, в связи с чем на карте четвертичных отложений они показаны как комплекс флювиогляциальных и аллювиальных отложений нового отдела четвертичной системы. Зандровые пески отличаются от надморенных (днепровских) меньшим количеством содержащихся в них валунов.

По мнению Д. К. Биленко (1939), зандровые отложения Полесья более правильно называть флювиогляциальными. Они сложены, по его данным, неравномернозернистыми песками, слоистыми, с мелкими валунами кристаллических пород, размером от 1 до 5 см. К ним относятся также супеси и суглинки, которые вместе с песками составляют один комплекс, связанный с валдайским (вюрмским) оледенением. Валдайские зандры, представляя собой поверхностные отложения, часто подстилаются флювиогляциальными песками, связанными с днепровской (рисской) мореной. В таких случаях это будет нерасчлененный комплекс надморенных отложений. В тех же случаях, когда морена размыта, надморенные пески залегают на подморенных и вместе на коренных породах, как это наблюдается в пределах днепровских террас Правобережного Полесья.

Известно, что зандровые поля с юга оконтуриваются покровом лёсса и что лёсс на площади распространения зандров встречается островами (Чернобыль, Чернигов и др.). По мнению ряда исследователей, лёсс валдайского (вюрмского) оледенения был значительно распространён на территории Полесья, но затем его размывы воды отступающего ледника. Продукты этого размыва залегают в толще зандров. Зандры отлагались тальными водами этого же ледника. Позже зандровые отложения подверглись эоловой переработке, в результате чего были собраны в дюны и кучугуры. После эолового переноса флювиогляциальные пески в значительной степени лишились крупного материала (валунов, крупных зерен).

По данным В. Н. Чирвинского (1932а, 1932б), флювиогляциальные отложения валдайского (вюрмского) оледенения в основном связаны с речными долинами. Эти отложения установлены им в долине Днепра в окрестностях г. Киева на 1-й (луговой) и 2-й (первой надлуговой) террасах. Здесь они подстилают толщу аллювиальных песков и представлены тоже песками (мощность 6,61 м на луговой и до 12 м на 1-й надлуговой террасе), со значительным количеством мелких валунчиков и галек кристаллических пород. Флювиогляциальные пески залегают на размытой поверхности бучакского яруса.

В долине р. Трубеж флювиогляциальные пески покрываются речными и озерно-болотными глинами, песками и суглинками и выше — лёссом, а подстилаются мощной толщей междуледниковых отложений, которые в свою очередь залегают на флювиогляциальных отложениях днепровского (рисской) ледника. Флювиогляциальные отложения валдайского (вюрмского) оледенения констатированы В. Н. Чирвинским в г. Переяславе, а другими исследователями — выше г. Днепропетровска в районе Каменки и хут. Сугаковских и Горяновских. Нижние горизонты четвертичных отложений сложены флювиогляциальными песками мощностью 2—3,5 м. Время образования флювиогляциальных песков первой надлуговой террасы Днепра (залегающих под толщей аллювиальных песков), по нашему мнению, следует относить к валдайской (вюрмской) эпохе.

Эоловые отложения. К эоловым отложениям на территории Днепровско-Донецкой впадины относятся лёсс, лёссовидные суглинки и дюнные пески. Толща лёсса и лёссовидных суглинков на плато внеледниковой зоны расчленяется тремя и четырьмя ископаемыми почвами на четыре или пять горизонтов и только в северо-восточной части УССР — двумя ископаемыми почвами на три горизонта. Общая мощность лёссово-суглинистой серии на плато северо-восточной части УССР (в бассейне р. Северного Донца) достигает 27 м, а в центральной части (в бассейне р. Днепра) до 30 м и более. На плато в пределах ледниковой

зоны лёссовая толща, по данным В. И. Крокоса, В. Г. Бондарчука, В. В. Резниченко, Н. И. Дмитриева и других исследователей, также расчленяется ископаемыми почвами на пять, а иногда и шесть горизонтов. Кроме того, она расчленяется мореной на надморенную и подморенную части. Надморенная часть лёссово-суглинистой толщи разделяется двумя ископаемыми почвами (рисс-вюрмской и вюрмского интерстадиала) на три горизонта, а в случае отсутствия ископаемой почвы вюрмского интерстадиала — на два горизонта. Подморенная часть лёссово-суглинистой толщи в районе плато ледниковой зоны также расчленяется двумя ископаемыми почвами на три горизонта (см. рис. 89).

Распределение мощности и количество горизонтов лёссово-суглинистой серии на территории Днепровско-Донецкой впадины зависят от геоморфологических элементов. На плато, представляющем собой древнюю первичную аккумулятивную равнину, наблюдается наиболее полный состав лёссово-суглинистой серии — из четырех, пяти и шести горизонтов, а на террасах речных долин количество горизонтов лёсса уменьшается. Закономерность такова: чем моложе терраса, тем менее полно развита на ней лёссово-суглинистая серия. Так, например, на древнечетвертичных террасах рр. Северного Донца, Ворсклы и Днепра развита трехлёссовая толща, на террасах среднечетвертичного возраста — двухлёссовая; на террасах нового отдела встречается один горизонт лёсса, а на более молодых террасах — боровых или песчаных и пойменных — лёссово-суглинистые отложения отсутствуют. Эоловые (дюнные) пески распространены на боровых террасах речных долин.

Относительно генезиса лёсса в литературе существуют разные взгляды, но большинство исследователей лёссов УССР (Тутковский, Резниченко, Соколовский, Крокос, Москвитин, Мирчинк и другие) принимают эоловую гипотезу.

В лёссовой толще УССР часто наблюдаются ископаемые почвы, сформированные на соответствующих горизонтах лёсса. Существует мнение (Г. Ф. Мирчинк, В. И. Крокос и другие), что образование ископаемых почв происходило в межледниковые эпохи. Поэтому при расчленении четвертичных образований на отдельные стратиграфические горизонты, кроме геоморфологических данных и палеонтологических остатков, следует учитывать также и присутствие ископаемых почв. К древнему отделу четвертичного периода в районе распространения пяти и четырех горизонтов лёссовой серии относятся четвертый и третий горизонты ископаемых почв. Эти почвы описаны многими исследователями для средней и южной части УССР (Биленко, 1935, 1939; Заморий, 1935а, 1935б). Мощность их колеблется от 1 до 5,5 м и более. Ископаемые почвы на территории УССР часто бывают представлены «сверхмощными» черноземами, иногда выщелоченными и деградированными до темно-серых суглинков.

На территории Днепровско-Донецкой впадины в районе плато распространена лёссовая толща, состоящая из трех, четырех, пяти, а на некоторых участках и шести горизонтов (Лунгерсгаузен, 1934б; Крокос, 1934а, 1935; Дмитриев, 1927). По данным Д. Н. Соболева, Л. И. Карякина А. Таран, П. К. Замория (1935б) на плато северо-восточной части УССР (в бассейне р. Сев. Донца) распространена лёссово-суглинистая толща, в которой прослеживаются три-четыре горизонта почв, подстилаемая красно-бурыми глинами. Общая ее мощность 27 м, а на эродированных участках плато она уменьшается до 17 м. На плато, в бассейне р. Днепр (во внеледниковой зоне) по мнению большинства исследователей (В. И. Крокос, Н. И. Дмитриев, В. В. Резниченко и другие) имеется три и четыре слоя ископаемых почв, которые расчленяют лёссовую толщу на

четыре или пять горизонтов. Шесть горизонтов лёсса в одном месте встречаются редко. Пока описан только один разрез на водоразделе рр. Кильчяна и Самары, в котором, по-видимому, имеются все шесть горизонтов.

В возрастном отношении толща лёссов и лёссовидных суглинков Днепровско-Донецкой впадины, как уже отмечалось, относится к трем отделам четвертичной системы: древнему, среднему и новому.

Древний отдел (Q_1). К этому отделу относятся лёсс и лёссовидные суглинки шестого и пятого горизонтов (в районе развития лёссово-суглинистой серии из пяти и шести горизонтов) и четвертого и третьего горизонтов (в районах развития четырех- и трехлёссовой серии). Эти отложения в большинстве случаев имеют бурую и шоколадную окраску. Лёсс этого отдела более глинистый, чем покрывающий его лёсс среднего отдела.

Лёсс и лёссовидные суглинки шестого и пятого горизонтов преимущественно бурые и красно-бурые, глинистые и имеют незначительное распространение в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Четвертый же и третий горизонты имеют здесь широкое распространение.

Четвертый горизонт лёсса вскрыт многими скважинами и шурфами на плато в бассейнах рр. Северного Донца и Днепра. Мощность его колеблется от 5,8 до 8,3 м. Цвет лёсса четвертого горизонта преимущественно коричнево-бурый, иногда буровато-темно-палевый и темно-бурый с красноватым оттенком. Лёсс этого горизонта глинистый, плотный, малопористый. Встречаются многочисленные известковые конкреции, появление которых связано главным образом с определенными горизонтами лёсса. Кроме известковых конкреций, в лёссе наблюдаются: друзы гипса, связанные с определенными горизонтами лёсса, многочисленные железисто-марганцевые бобовники, а также вертикальные трещины, заполненные светлым суглинком.

Лёсс четвертого горизонта покрывается лёссом третьего горизонта и подстигается красно-бурыми глинами. В верхней части четвертого горизонта лёсса залегает третья ископаемая почва. Мощность этой почвы колеблется от 1,8 до 2,3 м.

Лёсс третьего горизонта имеет бурый, коричнево-бурый и красновато-бурый цвет. Для него также характерны мелкие и крупные известковые конкреции, встречающиеся в форме крупинок, дутиков, гнезд и желваков, а также беловатых мучнистых намывов по трещинам; встречаются марганцево-железистые бобовики, иногда в значительном количестве. Нередко наблюдаются вертикальные трещины, заполненные вышележащей породой (иногда палевым суглинком). Лёсс этого горизонта глинистый, плотный и малопористый. Мощность его колеблется от 4 до 9 м и более.

На некоторых участках плато лёсс третьего горизонта частично превращен процессами оглеения в сизовато- и зеленовато-оливковый подовый суглинок («глей» почвоведов). Суглинок плотный, глинистый, с большим количеством известковых конкреций, редкими карбонатными трубочками, многочисленными марганцево-железистыми бобовинками (до 3 мм в диаметре), редкими и мелкими друзами гипса и частыми вертикальными трещинами, заполненными вышележащею породой. Присутствие оглеенного подового суглинка под двумя горизонтами неоглеенного лёсса указывает на существование в этих районах до отложения ярусов лёсса так называемого ископаемого пода, связанного с понижениями древнего рельефа. В этих понижениях (депрессиях) застаивались атмосферные воды, и третий горизонт лёсса был изменен процессами

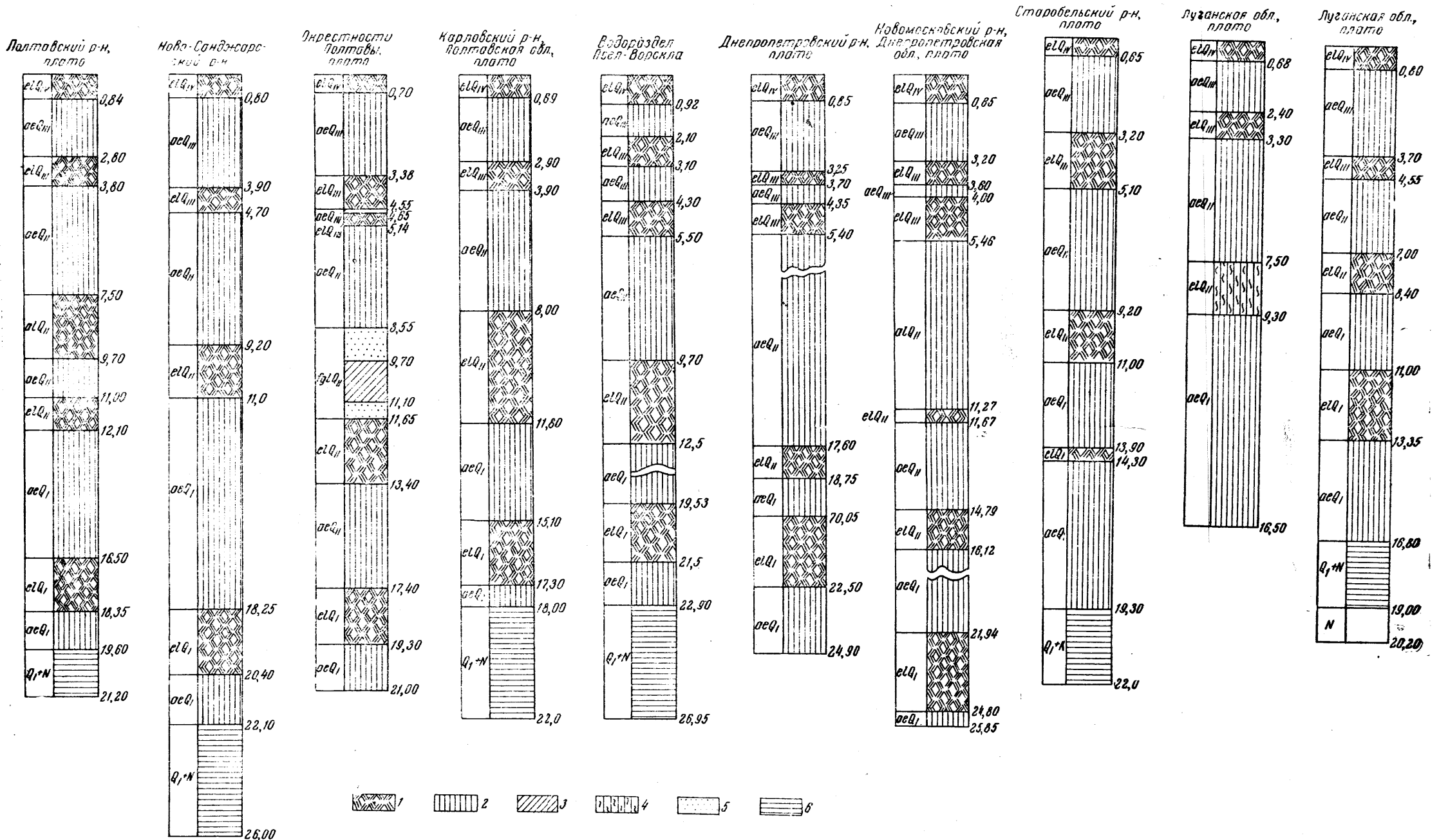


Рис. 90. Литолого-стратиграфические колонки скважин внеледниковых районов плато (Днепровско-Донецкая впадина)

1 — современная и ископаемые почвы; 2 — лёсс и лёссовидные суглинки; 3 — суглинок; 4 — оглеенные лёсы (глий почвоведов или оглеенная ископаемая почва); 5 — песок; 6 — глина

оглеения (в верхней его части), перейдя в оливковые и зеленовато-серые подовые суглинки. Существование в некоторых пунктах плато «ископаемого пода» подтверждается еще и тем, что недалеко от них на этом же плато лёсс третьего горизонта совсем не оглеенный. В верхней части третьего горизонта сформирована ископаемая почва, представленная «сверхмощными черноземами».

Минералогический состав лёссовидных суглинков древнего отдела, по данным петрографической лаборатории Украинского геологического управления, следующий: в тяжелой фракции гранат, циркон, рутил, дистен, группа эпидота, зеленая роговая обманка, турмалин, андалузит, силлиманит, топаз, ставролит, титанит и черные рудные минералы; в составе легкой фракции преобладает кварц в угловато-окатанных зернах, в значительном количестве встречаются свежие или сильно разрушенные полевые шпаты, превращенные в глинистый агрегат. Лёсс древнего отдела во внеледниковой зоне более глинистый, а в ледниковой — более песчаный.

Средний отдел (O_{II}). К среднему отделу относятся лёсс и лёссовидные суглинки третьего¹ и второго горизонтов (днепровского или рисского), ледникового и внеледникового районов. В ледниковом районе в третий или во второй горизонт лёсса (днепровский) вклинивается морена днепроовского (рисского) оледенения и расчленяет его на подморенную и надморенную части (см. рис. 89). Лёсс днепроовского (рисского) возраста — светло-палевого, темно-палевого и серовато-палевого цвета, отличается повышенной песчаностью по сравнению с лёссами, покрывающими и подстилающими его. Лёсс столбчатый, мягкий, нежный на ощупь, тонкопористый, нередко с многочисленными слабо выраженными карбонатными трубочками, известковистыми конкрециями, друзами гипса, иногда марганцево-железистыми бобовинками, сизоватыми пятнышками, гумусовыми трубочками и древними гумусовыми и лёссовыми кротовинами. Мощность лёсса днепроовского (рисского) возраста колеблется от 2 до 8 м, изредка больше.

Минералы легкой фракции лёссовых пород днепроовского (рисского) возраста и морены представлены кварцем, полевым шпатом, мусковитом, биотитом, глауконитом; трудноопределимые выветрелые, зерна, по видимому, принадлежат полевым шпатам. В составе тяжелой фракции обнаружены: магнетит, бурый железняк, пирит, гранат, циркон, рутил, эпидот, роговая обманка, дистен, ставролит, силлиманит, турмалин, титанит, цоизит, хлоритоид, слюдистые минералы (Лепикаш, 1934).

В Полтавской области, в приледниковой зоне на плато левобережья р. Ворсклы, в третий горизонт лёсса вклиниваются слоистые флювиогляциальные пески с прослоями лёссовидных суглинков (Заморий, 1935а). Во внеледниковой зоне, особенно в северо-восточной части СССР (в бассейне рр. Северный Донец и Днепр), лёсс днепроовского (рисского) возраста (второй и третий горизонты) на плато состоит из двух разновидностей. Первая разновидность лёсса (днепровская) имеет преимущественно светло-палевый, палевый и желтовато-палевый цвет; изредка встречаются темно-палевый и буровато-коричневый оттенки. Мощность этого лёсса колеблется от 1,2 до 3,7 м (Заморий, 1935б). По макроскопическому определению лёсс средне- и малоглинистый, мягкий, нежный на ощупь, мелкопористый с многочисленными гумусовыми трубочками. Структура его столбчатая. Столбики с округленными ребрами, распадаются на комочки, которые легко раздавливаются. Плотность лёсса незначительная, сложение его рыхлое. В верхней части этой разновид-

¹ Третьего горизонта в том случае, когда лёсс валдайского времени расчленяется ископаемой (интерстадиальной) почвой на два горизонта.

ности лёсса сформирована ископаемая почва, под которой хорошо выражены древний карбонатный элювий, глазки и журавчики, а также древние гумусовые кротовины. Последние местами очень обильны и образуют так называемый «древний кротовинный лёсс».

Следующая разновидность второго горизонта лёсса, подстилающая вышеописанные образования, имеет светло-бурый, бурый и буровато-серый цвет, иногда буровато-коричневый, коричнево-бурый с красноватым оттенком. Мощность его колеблется от 1 до 7 м и более. По макроскопическому определению этот лёсс более глинистый, чем лёсс первой разновидности, плотный, малопористый, с конкрециями извести в форме дутиков, журавчиков и желваков, а также с беловатыми намывами извести по плоскостям отдельностей. В нем иногда встречаются мелкие друзы гипса, марганцево-железистыми бобовинками, а также вертикальными светлыми жилками вышележащего лёсса. Гипс встречается спорадически и связан с отдельными горизонтами. Структура лёсса большей частью призматическая, столбчато-призматическая и иногда слабо клиновидная. А. И. Набоких (1914) называет этот лёсс «шоколадным». Мощность такого лёсса достигает 17—21,3 м.

К среднему отделу (Q_{II}) относится и третья ископаемая почва ляхвинско-днепровского (миндель-рисского) интергляциала. Мощность ее колеблется от 0,5 до 4 м и более. Эта почва широко распространена на плато Днепровско-Донецкой впадины. Сверхмощные почвы черноземного типа имеют темно-серый и буровато-серый цвет.

Деградированные ископаемые почвы, так же как и «сверхмощные» черноземы, имеют темновато-серый с коричневатым оттенком цвет. Эти почвы с соляной кислотой не вскипают, хотя иногда в них встречаются крупинки извести. Заметна марганцево-железистая пунктация и бобовинки.

Новый отдел (Q_{III}). К этому отделу относится толща лёссов и лёссовидных суглинков как ледникового, так и внеледникового районов Днепровско-Донецкой впадины, разделенная ископаемой почвой валдайского (вюрмского) интерстадиала на два горизонта (W_I и W_{II}) при отсутствии горизонта интерстадиальной почвы (W —интерстадиала), сюда относится нерасчлененный лёсс первого горизонта (валдайский или вюрмский).

Лёсс этого отдела в северной и средней частях описываемой территории представлен палевым или желтовато-палевым пористым известковистым суглинком с хорошо выраженной столбчатой структурой. В нем встречаются карбонатные конкреции и трубочки. В верхних горизонтах лёсс приобретает буроватую окраску вследствие процессов выветривания. В северной части Днепровско-Донецкой впадины (в пределах УССР) лёсс более песчаный, чем в средней ее части; к югу и востоку песчаность лёсса этого отдела уменьшается, и он становится довольно глинистым и плотным, приобретая буровато-темно-палевую или буроватую окраску. Наибольшая песчаность лёсса второго горизонта в северных районах впадины наблюдается в нижних его горизонтах, особенно в тех местах, где лёсс подстилается слоистыми флювиогляциальными песками. Мощность лёсса второго горизонта колеблется от 1,15 до 7 м и первого горизонта—от 2 до 6 м. В верхней части лёсса второго горизонта залегают ископаемая почва мощностью от 0,3 до 1 м (вюрмского интерстадиала). Подстилается лёсс второго горизонта в ледниковом и приледниковом районах флювиогляциальными песками и суглинками или ископаемой почвой, а во внеледниковом районе—днепровско-валдайской (рисс-вюрмской) ископаемой почвой или аллювиальными отложениями (на двулёссовых террасах речных долин). Изучение ре-

зультатов гранулометрических анализов лёсса показали, что лёсс северной части Днепровско-Донецкой впадины отличается, большей песчаностью по сравнению с лёссом средней, южной и восточной ее частей. Вообще песчаность лёсса уменьшается с севера на юг и с запада на восток. Характерно, что лёсс и лёссовидные суглинки нового отдела четвертичного периода более песчаные на террасах, чем на плато.

К золотым отложениям нового отдела (Q_{III}) относится и вулканический пепел, открытый на территории УССР в 1945 г. П. И. Луцким в двух пунктах Луганской области в долине р. Лугани. Вулканический пепел, по мнению П. И. Луцкого, ресс-вюрмского возраста. Он залегает среди аллювиальных отложений. К третьему (новому) отделу (Q_{III}) относятся также ископаемые почвы и погребенные торфяники днепровско-валдайского (ресс-вюрмского) интергляциала. Они сформированы на третьем или на втором (днепровском или ресском) горизонте лёсса. Мощность их колеблется на плато от 0,5 до 1,9 м, а на склонах от 0,2 до 4 м. Увеличенная мощность ископаемой почвы на склонах объясняется явлениями намыва. Ископаемые почвы днепровско-валдайского (ресс-вюрмского) интергляциала представлены черноземами, деградированными черноземами и темно-серыми лёссовыми суглинками. Ископаемые почвы черноземного типа имеют темно-серый и серовато-коричневый цвет. Изредка в них встречаются карбонатные трубочки и конкреции извести в форме гнезд, журавчиков и желваков, а спорадически — друзы гипса, марганцево-железистые бобовинки, иногда вертикальные палевые жилки и древние кротовины. Нередко в нижней части ископаемой почвы и в верхних горизонтах третьего горизонта лёсса порода так перерыта крупными землероями, что образуется ископаемый «кротовинный лёсс». (по В. И. Крокосу). Эти почвы вскипают с соляной кислотой. Интенсивность гумусовой окраски в ископаемых почвах значительно слабее, чем в современной почве. Древние кротовины под ископаемой почвой, а также наличие переходного по гумусовой окраске горизонта являются доказательством того, что эта почва степного типа почвообразования. На этом основании можно допустить, что и климатические условия днепровско-валдайского (ресс-вюрмского) интергляциала были подобны современным. Кроме почв степного типа почвообразования, встречаются почвы подзолистого типа, а именно: деградированные черноземы и темно-серые лесные суглинки. По гранулометрическому составу ископаемые почвы плато более тяжелые (более глинистые), чем ископаемые почвы террас.

Современный отдел (Q_{IV}). К этому отделу относятся дюнные пески, распространенные на песчаных террасах речных долин Днепровско-Донецкой впадины, а также в районе заандр. Они возникли в результате переработки верхних слоев аллювиальных и флювиогляциальных песков ветрами, собравшими их в дюны и кучугуры.

Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения. Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения распространены в долинах рек Днепровско-Донецкой впадины. По возрасту они относятся ко всем четырем отделам четвертичного периода.

Древний отдел (Q_I). Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения древнего отдела распространены как в ледниковой, так и во внеледниковой зонах. Характеристика аллювиальных и аллювиально-озерных осадков ледниковой зоны дана при описании флювиогляциальных отложений древнего отдела, так как разделить их в этом районе практически почти невозможно. Во внеледниковой зоне аллювиальные и аллювиально-озерные отложения распространены на древнечетвертичных террасах речных долин. Они представлены песчаными и песчано-глини-

стыми слоистыми речными осадками мощностью от 8 до 20 м и более, залегающими на коренных породах и покрытых лёссово-суглинистой серией. Например, на древнечетвертичных террасах рр. Северного Донца и Ворсклы древнеаллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения покрыты тремя горизонтами лёссово-суглинистой толщи. На некоторых участках этих террас, в верхней толще аллювиальных песчаных отложений, встречаются слоистые аллювиально-озерные суглинки от 1,5

Молочнянский р-н,
Житомирская обл.,
плато.

Чеповичский р-н,
Житомирская обл.,
плато

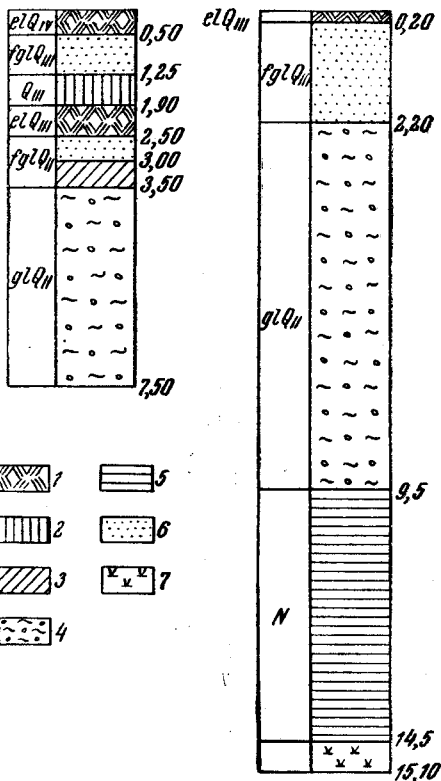


Рис. 91. Литолого-стратиграфические колонки районов плато Украинского кристаллического массива

1 — современная и ископаемые почвы; 2 — лёсс и лёссово-видные суглинки; 3 — суглинок; 4 — морена; 5 — глина; 6 — песок; 7 — каолин

до 6 м мощности, с пресноводной фауной моллюсков. Эти суглинки покрываются лёссом, расчлененным двумя ископаемыми почвами на три горизонта. На древнечетвертичных террасах долин рр. Ворсклы и Северного Донца в толще древнеаллювиальных песчано-глинистых отложений нередко встречается ископаемая почва.

Средний отдел (Q_{II}). Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения среднего отдела распространены в долинах рек как ледниковой, так и внеледниковой зон. В ледниковой зоне они развиты на террасах днепровского (рисского) возраста и представлены песчаными и песчано-глинистыми осадками. В области лихвинской (миндельской) террасы Днепра аллювиальные и флювиогляциальные отложения сопровождают морену днепровского оледенения, которая пользуется здесь широким распространением. В этих районах она является основным маркирующим горизонтом при расчленении четвертичных отложений. Но в области развития «двулёссовой» безморенной (IV) террасы Днепра, а также в области более молодых участков его долины, моренные образования из разреза выпадают, и толща однообразных, но мощ-

ных четвертичных осадков оказывается крайне трудно расчленяемой.

Многочисленные буровые скважины, заложенные в долине Днепра, свидетельствуют о сильном ее переуглублении по сравнению с миндельским размывом. Общая мощность флювиогляциальных и аллювиальных отложений в долине р. Днепра достигает 50—60 м. Установить границу между аллювием и флювиогляциальными осадками не представляется возможным. Только значительно большая обогаченность нижней части песчаной толщи валунным материалом дает основание относить ее к флювиогляциальным осадкам. В мощную толщу аллювиальных и флювиогляциальных отложений врезаны вюрмские террасы.

Во внеледниковой зоне аллювиальные и аллювиально-озерные отложения распространены на террасах днепровского (рисского) возраста.

На этих террасах аллювий сложен слоистыми мелко- и среднезернистыми, иногда крупнозернистыми песками, нередко с прослоями суглинков и глин в верхних их горизонтах. Подстилаются аллювиальные отложения коренными породами, а покрываются лёссово-суглинистой толщей из двух горизонтов. Иногда, в верхних горизонтах аллювиальных песков, между песками и покрывающим их лёссом, залегают аллювиально-озерные суглинки с пресноводной фауной. Общая мощность аллювиальных отложений на этих террасах колеблется от 10 до 30 м.

Новый отдел (Q_{II}). Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения нового отдела широко распространены на валдайских (вюрмских) террасах речных долин ледниковой и внеледниковой зон (в долине р. Днепра и его притоков). В долине р. Днепра различают две вюрмские террасы: третью (считая пойму) или так называемую «однолессовую» и вторую, боровую террасу. Образование верхней однолессовой террасы связано с вюрмским оледенением. Образование нижней боровой террасы — со стадийным продвижением вюрмского ледника. Свое название «однолессовая» эта терраса получила вследствие того, что верхняя часть толщи аллювия здесь представлена лёссовидным суглинком, книзу постепенно переходящим в супесь. В основании террасы залегают слоистые разнозернистые пески. Мощность аллювия достигает 15—20 м. Постелью аллювия второй террасы служат флювиогляциальные валунные пески или суглинки рисской террасы, а по притокам р. Днепра — морена или коренные породы. В основании лёссовидного аллювия этой террасы, у с. Журавки, была установлена палеолитическая стоянка человека.

Боровая терраса слагается светло-желтыми и серыми песками с редкими валунами кристаллических пород. Песчаный аллювий этой террасы сильно переветрен ветром и собран в песчаные валы, кучугуры. Мощность аллювия достигает 20—30 м. Постелью террасы служат флювиогляциальные валунные пески рисской террасы.

Аллювиальные отложения однолессовых и боровых террас в долинах рек внеледниковой зоны (рр. Ворскла, Орель, Северный Донец с притоками и др.) также относятся к новому отделу (Q_I). В строении однолессовых террас принимает участие лёсс первого горизонта, подстилаемый аллювиальными песчаными и песчано-суглинистыми отложениями. Иногда под лёссом первого горизонта однолессовых террас залегают пресноводные аллювиально-озерные лёссовидные суглинки плитчатой текстуры, часто переслаивающиеся с мелкозернистым песком желтовато-серого цвета. В этих суглинках обнаружена пресноводная фауна: *Planorbis planorbis* Linn., *Paraspira spirorbis* Linn., *Paraspira leucostoma* Miller.

Пресноводный суглинок сверху постепенно переходит в покрывающий его горизонт лёсса, а внизу в желтоватые и желтовато-серые мелкозернистые, слегка глинистые пески, нередко с прослоями суглинка и супеси. Глинистость песков книзу уменьшается и нижние горизонты аллювия представлены чистым песком, нередко с прослоями гравийного песка. К этому же отделу относятся пески первых надпойменных (или песчаных) террас рек внеледниковой зоны, отложения которых нередко в верхних своих горизонтах переработаны ветрами и собраны в дюны и кучугуры.

Современный отдел (Q_{IV}). К этому отделу относятся аллювиальные, песчано-глинистые отложения пойменных террас рек, балок и болот Днепро-Донецкой впадины. В большинстве случаев современный аллювий представлен светло-серыми, темно-серыми и охристо-серыми разнозернистыми песками, чистыми или же в разной степени

глинистыми и слоистыми. Они часто содержат гальки кристаллических и осадочных пород. Суглинки и глины, входящие в состав аллювия пойм, также слоисты, часто с прослойками песка и имеют зеленовато-голубой, коричнево-серый, темно-серый и желто-бурый цвет. Общая мощность современных аллювиальных отложений на пойменных террасах рек описываемой территории изменчива и достигает 15—20 м и более. Сюда же относятся аллювиально-озерные отложения пойменных террас рек и балок и отложения современных болот, нередко с торфяниками, распространенными как на поймах рек, так и на водораздельных равнинах. Иногда в толще современного аллювия пойм наблюдаются прослой пресноводных мергелей, примером чего могут служить пресноводные мергели в долинах рр. Днепра, Припяти, Десны, Псла, Ворсклы, Орчика и др.

Делювиальные отложения. В оврагах, прорезающих крутые склоны рек и древних балок, а также в нижних частях склонов встречаются делювиальные лёссовидные отложения. Петрографический состав этих отложений зависит в основном от тех пород, которые принимали участие в их образовании. На территории Днепроовско-Донецкой впадины в формировании делювия наибольшее участие принимали материнские породы современных почв, т. е. лёсс и лёссовидные суглинки, а поэтому и делювиальные отложения имеют преимущественно лёссовидный характер. Иногда в толще лёссовидного делювия встречаются остроугольные обломки дочетвертичных пород (кремней мела и других), выходящих выше по склонам на поверхность. Мощность делювиальных отложений в обнажениях колеблется от 1,1 до 11 м. Расчленить толщу делювия на отдельные стратиграфические горизонты не представляется возможным.

Ниже приведено стратиграфическое сопоставление (табл. 123) четвертичных и плиоценовых отложений из гляциальной, перигляциальной и экстрагляциальной зон Днепроовско-Донецкой впадины.

Четвертичные отложения Украинского кристаллического массива

Среди четвертичных отложений Украинского кристаллического массива выделяются: 1) отложения района, расположенного в пределах бывшего оледенения и 2) отложения района, расположенного за пределами днепровского (рисского) оледенения.

В пределах площади бывшего оледенения по характеру строения покровных четвертичных отложений в свою очередь выделяются две зоны: а) задровая и б) лёссовая. Граница между этими двумя зонами проходит по линии населенных пунктов: Полонное, Новый Мирополь, Городище, Шумск, Яроповичи, Тимашевка, Бышев.

В задровой зоне выделяются следующие геоморфологические элементы: плато, водораздельные равнины полесского типа, речные долины с их террасами и древние проходные долины.

В геологическом строении плато принимают участие (сверху вниз): надморенные флювиогляциальные пески, морена (валунные суглинки и глины), подморенные флювиогляциальные пески, бурые и пестрые глины и каолинистые пески полтавской свиты. Нередко валунные суглинки не имеют покрова надморенных флювиогляциальных песков и морена, выходя на дневную поверхность, является материнской породой для почвы. Подморенные флювиогляциальные пески также нередко отсутствуют и тогда морена залегает непосредственно на бурых или пестрых глинах. Иногда подморенные пески подстилаются пресноводными суглинками.

Водораздельная равнина полесского типа сложена (сверху вниз): надморенными флювиогляциальными песками; мореной, представленной валунными глинами, суглинками и супесями; подморенными флювиогляциальными песками, а иногда замещающими их озерными суглинками, залегающими на кристаллических породах и их озерные или же на каоли-

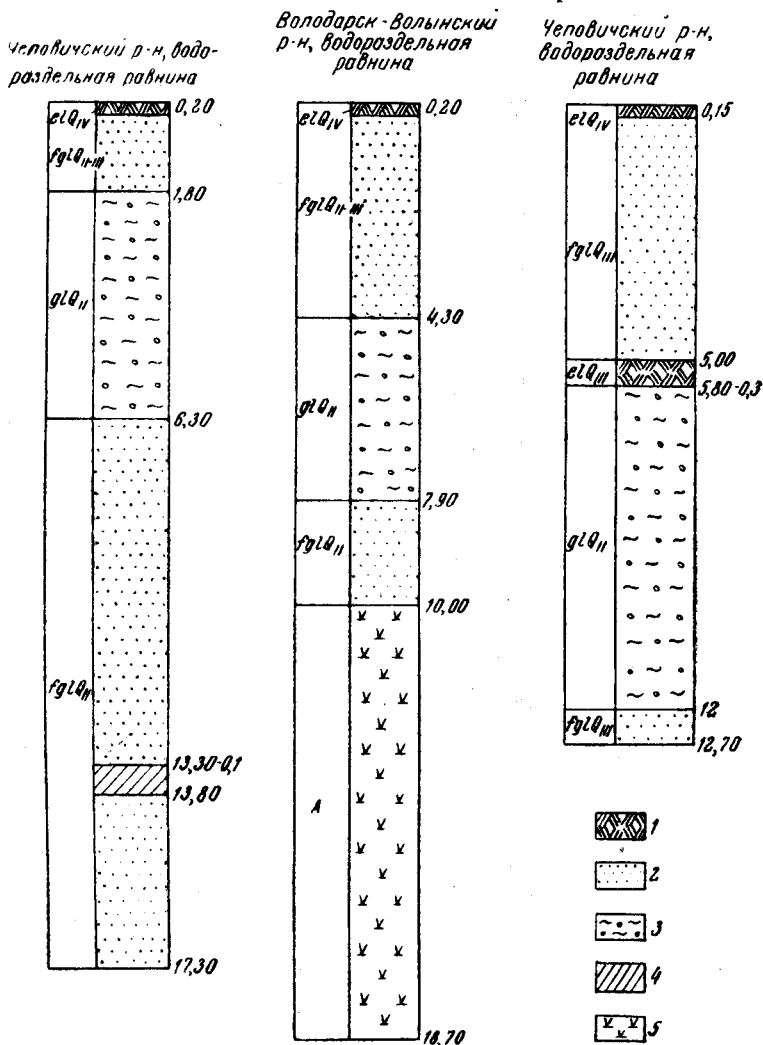


Рис. 92. Литолого-стратиграфические колонки водораздельной равнины Украинского кристаллического массива

1 — современная и ископаемые почвы; 2 — песок; 3 — морена; 4 — суглинок; 5 — каолин

нах. На некоторых участках водораздельной равнины Житомирской области подморенные отложения отсутствуют и морена лежит на дочетвертичных коренных породах (рис. 91, 92).

В задровой зоне в пределах кристаллического массива хорошо выражены речные долины с пойменными и надпойменными террасами. Пойменные террасы сложены современным, а надпойменные — более древним аллювием.

Древние проходные долины наблюдаются в Володарско-Волынском районе Житомирской области. В таких долинах встречены флювиогля-

Стратиграфия четвертичных отложений Днепровско-Донецкой впадины

Отдел	Гляциальная зона	Перигляциальная зона	Экстратрициальная зона
Современный Q _{IV}	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения пойменных террас рек и балок, современные почвы, торфяники и дюнные пески	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения пойменных террас рек и балок, современные почвы, торфяные и дюнные пески	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения пойменных террас и балок, современные почвы, торфяники и дюнные пески
Новый Q _{III}	Лёсс первого и второго горизонтов W _{II} и W _I), ископаемая почва W-интерстадиала, ископаемая почва RW-интергляциала и RW погрёбных торфяников. Надморенный комплекс флювиогляциальных отложений Полесья. Аллювий первой и второй надпойменных террас (песчаной и однолессовой) и аллювиально-озерные отложения, подстилающие лёсс однолессовых террас	Лёсс первого и второго горизонтов (W _{II} и W _I), ископаемая почва W-интерстадиала, ископаемая почва RW-интергляциала. Аллювий первой и второй надпойменных террас (песчаной и однолессовой) и аллювиально-озерные отложения, подстилающие лёсс однолессовых террас	Лёсс первого и второго горизонтов (W _{II} и W _I), ископаемая почва W-интерстадиала, ископаемая почва RW-интергляциала. Аллювий первой и второй надпойменных террас (песчаной и однолессовой) и аллювиально-озерные, подстилающие лёсс однолессовых террас
Средний Q _{II}	Ледниковые отложения (морены) и связанные с ними надморенные и подморенные песчаные и песчано-глинистые флювиогляциальные отложения, а также аллювиальные песчаные и песчано-глинистые осадки надпойменных террас рек (рисского возраста) и погрёбных торфяников	Лёсс третьего горизонта (R) и флювиогляциальные песчаные и песчано-глинистые отложения, входящие в лёсс этого же горизонта; ископаемые почвы миндеррисского интергляциала, а в речных долинах аллювиальные песчано-глинистые осадки, подстилающие лёсс двухлессовых террас	Лёсс третьего горизонта (R) и ископаемая почва MR-интергляциала, аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, подстилающие лёсс двухлессовых террас

Лёсс четвертого и пятого горизонтов (M_{II} и M_I), ископаемая почва миндельского интерстадиала. Аллювий древнечетвертичных террас

Лёсс четвертого и пятого горизонтов (M_{II} и M_I), ископаемая почва миндельского интерстадиала. Аллювий древнечетвертичных террас

Подморенные аллювиальные и аллювиально-озерные суглинки, расчлененные двумя ископаемыми почвами на три горизонта в районе плато и древнечетвертичные аллювиальные осадки с *Paludina diluviana* и флювиогляциальные песчаные и песчано-галечные отложения миндельской террасы (миндельского возраста)

Древний Q_I

Красно-бурые глины

Красно-бурые глины

Красно-бурые глины

Верхний плиоцен

циальные песчано-глинистые отложения, разделенные погребенным торфом на два горизонта: верхний — валдайского (вюрмского) и нижний — днепровского (рисского) возраста (рис. 93). Мощность четвертичных отложений в проходных долинах достигает 19 м (проходная долина между рр. Уж и Жерев). Следует отметить, что в пределах зандровой зоны Полесья встречаются лёссовые острова

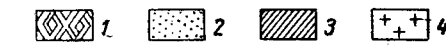
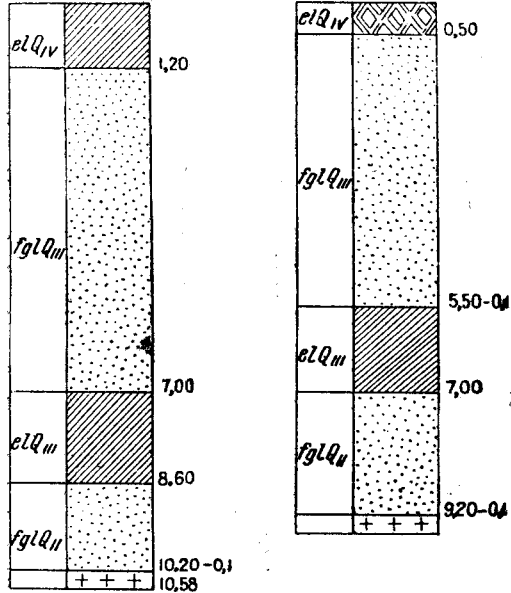


Рис. 93. Литолого-стратиграфические колонки в районе проходной долины между р. Иршой и Верхней Иршицей

1—современная и ископаемые почвы; 2—лёсс; 3—торф; 4—кристаллические породы

(см. карту четвертичных отложений). Наиболее крупный лёссовый остров охватывает значительную часть Словчанско-Овручской возвышенности.

Лёссовая зона расположена к югу и юго-востоку от зандровой. В пределах лёссовой зоны следует различать плато, речные долины с их террасами и проходные долины. Плато занимает обширную территорию правобережной части Украинского кристаллического массива. Толща четвертичных отложений на плато лёссовой зоны расчленяется мореной днепровского (рисского) оледенения на надморенную и подморенную. Надморенная часть представлена лёссово-суглинистой серией, расчлененной одним или двумя горизонтами ископаемых почв на два или три горизонта, и флювиогляциальными

отложениями; подморенная часть представлена флювиогляциальными песками и суглинками, ниже которых залегают коренные породы (рис. 94).

В лёссовой зоне ледникового района хорошо выражены речные долины с их террасами (пойменными и надпойменными), сложенными аллювиальными отложениями: более древние из них покрыты лёссом. И, наконец, в перигляциальной зоне морена отсутствует и в лёссовую толщу вклиниваются флювиогляциальные пески днепровского (рисского) возраста. В ледниковой и приледниковой областях в пределах лёссовой зоны, кроме речных долин, встречаются и проходные долины, сложенные толщей лёсса, подстилаемой флювиогляциальными отложениями.

Во внеледниковом районе правобережной возвышенности следует различать два подрайона: первый (бассейн рр. Днепра и Южного Буга), сложенный лёссом и лёссовидными суглинками, и второй — бассейн р. Днестра, сложенный элювиально-делювиальными отложениями. Лёссы и лёссовидные суглинки покрывают в виде плаща небольшой мощности почти всю территорию первого подрайона, залегая или на кристаллических породах или на отложениях среднего сармата, флювиогляциальных песках, на бурых и красно-бурых глинах или, наконец, на песчано-глинистых отложениях (в юго-западной части правобережной возвышенности). Отсутствуют они только в речных долинах (на безлёссовых террасах) и древних балках.

Стратиграфию четвертичных отложений плато внеледниковой зоны правобережной и левобережной части кристаллического массива УССР характеризуют приведенные на рис. 95 литолого-стратиграфические колонки, из которых видно, что внеледниковая часть лёссовой серии расчленяется ископаемыми почвами на отдельные горизонты. Трехлёссовая толща наблюдается на значительных пространствах кристаллического массива УССР. На левобережной (южной и юго-восточной) части массива констатирована четырех- и даже пятилёссовая толща. На правобережье, в северной и северо-восточной частях плато количество горизонтов лёсса уменьшается до двух и одного. В этом районе лёссовая серия подстилается флювиогляциальными песками. Характерная особенность лёссовой толщи северо-западной части УССР состоит в том, что с увеличением глубины наблюдается почти постоянное ее обогащение песками.

В наиболее полных разрезах лёссовая толща расчленяется двумя горизонтами ископаемых почв на три части в соответствии с тремя отделами четвертичного периода: древним (Q_1), средним (Q_{II}) и новым (Q_{III}). Лёссовидные суглинки по морфологическим признакам сходны с лёссами, но отличаются от них более грубым гранулометрическим составом. На склонах речных долин часто наблюдаются лёссовидные суглинки делювиального происхождения.

В пределах лёссового района на плато, на склонах и террасах встречается пресноводный (озерно-речной) лёсс, подстилающий отложения эолового лёсса. Чаще всего он встречается во впадинах и на речных террасах.

Часто на террасах непосредственно под первым горизонтом лёсса лежат речные отложения, представленные песками и суглинками с пресноводной фауной. Например, на террасе р. Южного Буга, в Хмельницком, под первым горизонтом лёсса залегают речные пески с прослойками суглинка. Аналогичное явление наблюдается на террасах и других речных долин правобережной части УССР.

Во втором подрайоне (бассейн р. Днестра) распространены элювиально-делювиальные отложения. Они представлены лёссовидными суглинками, грубыми по составу, часто слоистыми, нередко содержащими

карпатскую гальку. В толще суглинков встречается один или два прослоя ископаемой почвы, расчленяющие ее на два или три горизонта.

Как в первом, так и во втором подрайоне в речных долинах развиты пойменные и надпойменные террасы. Пойменные террасы речных долин кристаллического массива УССР сложены современными аллю-

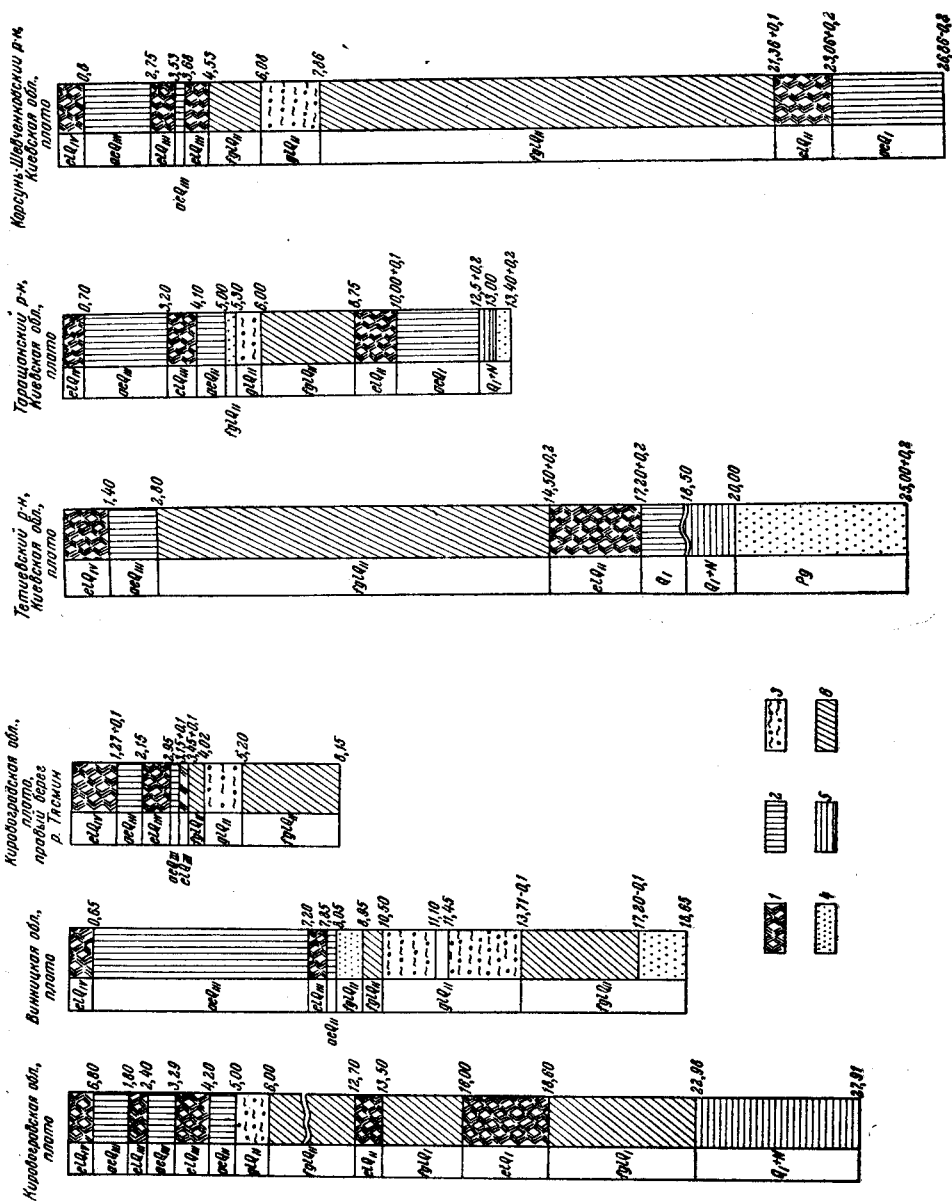


Рис. 94. Литолого-стратиграфические колонки плато лесовой зоны правобережной части Украинского кристаллического массива

1—современная и ископаемые почвы; 2—лесс и лессовидные суглинки; 3—морена; 4—песок; 5—глина; 6—суглинок

виальными отложениями. Первые надпойменные террасы образованы в основном песчаным аллювием нового отдела (Q_{III}a1), переработанным в верхних своих горизонтах ветрами и собранным в дюны и кучугуры; нередко в строении этих террас принимают участие лессовидные суглинки. Вторые надпойменные террасы сложены преимущественно лёс-

сом и лёссовидными суглинками, которые подстилаются аллювиальными песчаными и песчано-глинистыми отложениями среднего отдела (Q_{II} al). Третьи надпойменные террасы образует двулессовая серия, подстилаю-

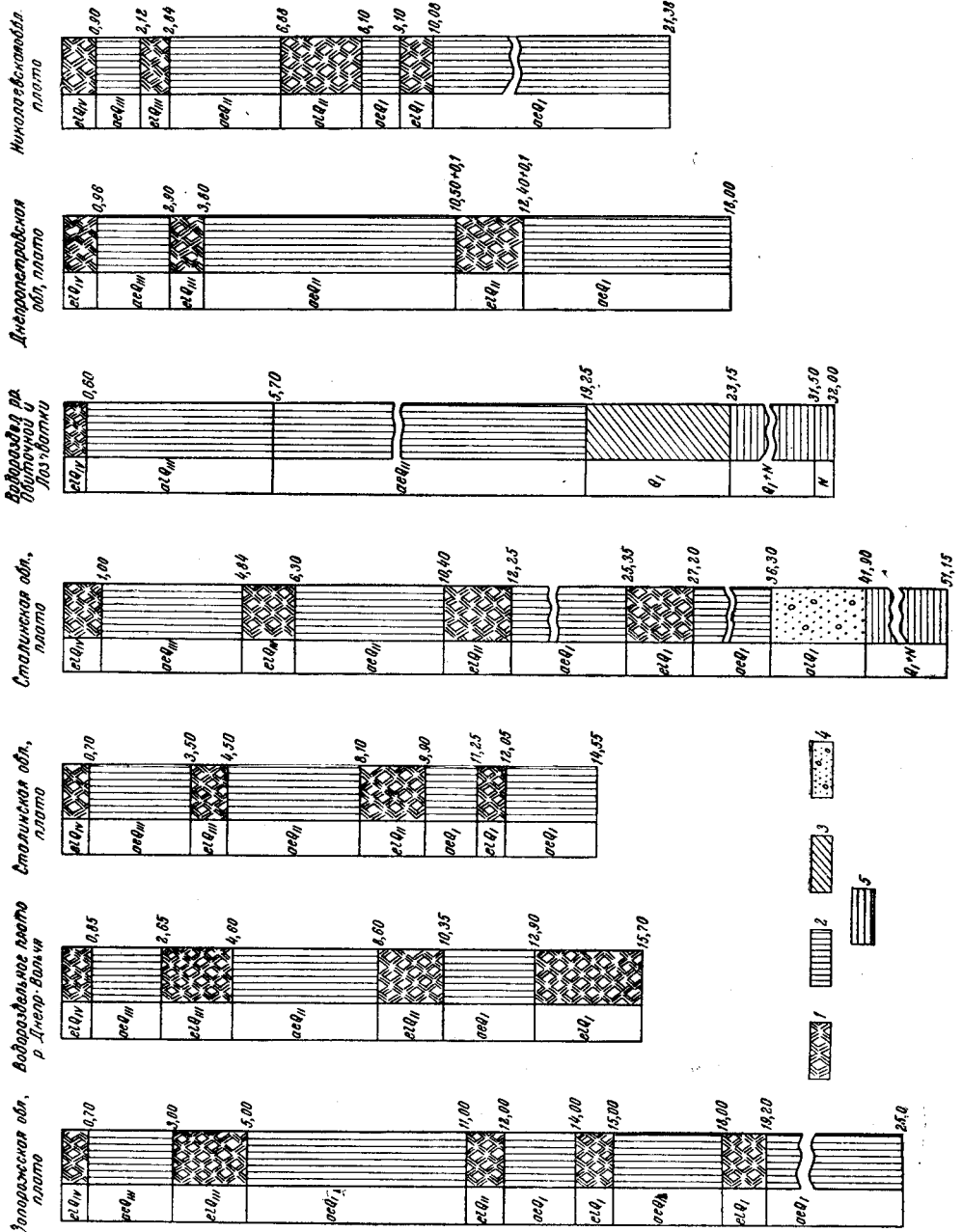


Рис. 95. Литолого-стратиграфические колонки Украинского кристаллического массива в следственной зоне Украинского кристаллического массива. 1—современная и ископаемые почвы; 2—лесс и лёссовидные суглинки; 3—суглинки; 4—песчано-глинистые отложения; 5—глина

щаяся древними речными аллювиальными песчаными и песчано-глинистыми отложениями среднего отдела четвертичного периода (Q_{II} al). И, наконец, четвертые надпойменные террасы сложены трехлессовой серией, подстилаемой песчаными аллювиальными отложениями древнего отдела (Q_I al).

Ниже дается характеристика различных генетических типов четвертичных отложений Украинского кристаллического массива ледниковых, флювиогляциальных, аллювиальных и аллювиально-озерных, эоловых, элювиальных, делювиальных и элювиально-делювиальных.

Ледниковые отложения распространены на территории кристаллического массива УССР в пределах ледниковой зоны. Относятся они к среднему отделу четвертичного периода (Q_{II}). Эти отложения (морена) представлены валунными суглинками, реже валунными глинами, валунными супесями и валунными песками. Цвет морены красно-бурый, желто-бурый, бурый, желто-палевый и изредка сизовато-серый. В ней встречаются валуны, разнообразных пород, принесенные с севера или местных.

Мощность морены в среднем достигает 2—4 м, редко увеличиваясь до 6—10 м и более. В районе развития конечно-моренных холмов морена достигает 12 и даже 30 м.

На Правобережной Украине, в районе Полесья, П. А. Тутковский (1902а) выделяет два типа морены: киевский и овручский. Морена киевского типа распространена к востоку от долины р. Ужа, обладает преимущественно бурым цветом, полным отсутствием сортировки материала, большим количеством валунов разнообразных северных пород и большим количеством глинистых и пылевидных частиц; часто она содержит небольшую примесь песка и кремнистых валунов; морена плащеобразно залегает на всех неровностях рельефа.

Морена овручского типа распространена к западу от р. Ужа. Она более песчаная, чем морена киевского типа; в ней преобладают валуны кремней. Местами наблюдается переход морены в сыпучие валунные пески. Мощность морены овручского типа колеблется от нескольких десятков сантиметров до 5 м и более. Значительную песчаность морены овручского типа П. А. Тутковский (1902а) объясняет отсутствием в области ее распространения яруса пестрых глин.

Морена залегает на породах разного возраста, чаще на флювиогляциальных песках, реже на каолинах, дресве кристаллических пород, бурых и пестрых глинах, а в пределах лёссового района — на лёссах. Покрывается морена в задровой зоне, на Полесье, чаще всего флювиогляциальными песками, реже супесями, а в лёссовой зоне — лёссом (см. рис. 92, 94).

Валунные глины, суглинки и пески содержат валуны гранитов, гнейсов, кварцитов, слюдяных сланцев, зеленокаменных пород, известняков, песчаников, кремня и кварца. Изучение тяжелой и магнитной фракции шлихов из моренных отложений Житомирской области показывает, что в их состав входят: ильменит, лейкоксен, гранат, ставролит, кианит, рутил, циркон, эпидот, апатит, топаз, лимонит, роговая обманка, гематит, анатаз, турмалин; нередко встречается монацит (единичные зерна). В состав легких фракций входят: кварц (составляющий почти 100% фракции), а также калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы, встречающиеся в единичных зернах.

В области кристаллического массива морена плащеобразно покрывает неровности рельефа более или менее ровным слоем, но местами моренный материал образует холмы или гряды. Холмистый моренный ландшафт достаточно часто встречается в полесской части кристаллического массива. Он хорошо развит на берегах рр. Жерева, Тростяницы, Круглика, Кринички и Кониевки, а также между рр. Иршою, Тетеревом, Быстриевкой и других пунктах. Среди этого ландшафта выделяются: конечные морены (на коренных берегах рр. Норина, Жерева,

Быстриевки, Тетерева) и морены напора (правобережье Днепра в Корсунско-Городищенском районе и в с. Табурище).

Флювиогляциальные отложения имеют широкое распространение в гляциальной и перигляциальной зонах. Они относятся к трем отделам четвертичной системы: древнему, среднему и новому.

К древнему отделу (Q_1) относятся флювиогляциальные отложения лихвинского (миндельского) оледенения, распространенные

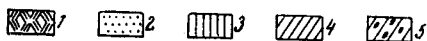
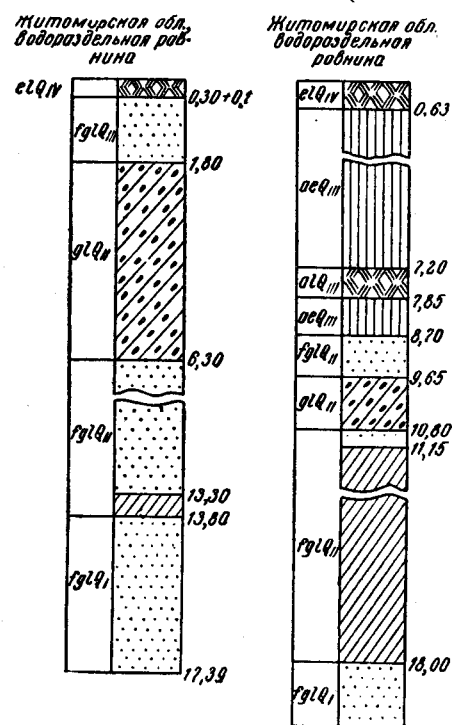


Рис. 96. Разрезы древнечетвертичных флювиогляциальных отложений

1—современные и ископаемые почвы; 2—песок; 3—лесс; 4—суглинок; 5—морена

отдельными островками на водораздельных равнинах в Житомирской и Винницкой областях. Эти отложения представлены косо-слоистыми песками, которые залегают в основе лёссовой серии и подстилаются коренными породами.

Залегание флювиогляциальных песков на водоразделах дает основание высказать предположение о том, что во время лихвинского оледенения (Q_1) флювиогляциальные потоки направлялись не только по эрозионным понижениям (доледниковым долинам), но разливались и на водораздельных равнинах, где и оставили вышеуказанные осадки.

Сюда, условно, относятся, по данным Г. М. Коровиченко, флювиогляциальные косо-слоистые пески, распространенные в северо-восточной части Каменец-Подольской и в южной части Житомирской областей, а также темно-серые суглинки и глины Корецкого и других районов Волыни, залегающие в основании лёссово-суглинистой серии. Условия залегания древнечетвертичных флювиогляциальных косо-слоистых песков

показаны на литолого-стратиграфических колонках (рис. 96). Флювиогляциальные косо-слоистые пески древнего отдела четвертичной системы залегают на глубине от 14 (с. Тростяницы Житомирской области) до 18 м (с. Яроповичи Винницкой области). Они покрываются флювиогляциальными песками среднего отдела или аллювиальными суглинками, а подстилаются коренными породами. Мощность их в среднем около 5 м. Пески в основной массе крупнозернистые, желтовато-серые, косо-слоистые; слоистость обусловлена чередованием песчаных прослоев разной крупности зерна и железорудных прослоев. В гранулометрическом составе этих песков преобладают фракции от 1 до 0,25 мм. Главные составные минералы песков: кварц, кальцит, плагиоклаз, микроклин, лимонит; второстепенные: турмалин, мусковит, амфибол; присутствуют обломки кремня.

К среднему отделу (Q_{II}) относятся подморенные, надморенные и предморенные флювиогляциальные отложения.

По мнению В. И. Крокоса, подморенные флювиогляциальные отложения осаждались впереди надвигавшегося ледника и были им впоследствии перекрыты. Надморенные отложения образовались при отступании ледника, а предморенные соответствуют в главной массе моменту стационарного состояния ледника. Условия залегания флювиогляциальных образований показаны на литолого-стратиграфических колонках (см. рис. 92, 94, 96).

Подморенные флювиогляциальные отложения тесно связаны с морской рисского оледенения и пользуются значительным распространением в ледниковом районе, особенно в пределах Житомирской области УССР. Они залегают ниже морены днепровского (рисского) возраста и подстилаются косослоистыми флювиогляциальными песками древнего отдела четвертичного периода (с. Тростяницы), аллювильными суглинками (с. Яроповичи), или же коренными породами на водораздельных равнинах Чеповичского и Володарск-Волынского районов (Крокос, 1928в; Заморий).

Эти отложения представлены разнозернистыми песками, нередко с примесью гравийных песков. В песках часто встречаются гальки кремней, песчаников, кварца, гранита, габбро и других пород до 5 см в диаметре. Иногда в толще песков встречаются прослой суглинков. Цвет подморенных флювиогляциальных песков преимущественно желтоватый, беловато-желтый, а иногда светло-серый. Мощность их колеблется от 2 до 11 м; залегают они на глубине от 2 до 18 м, редко больше. На Правобережье Украины (Житомирская область) подморенные флювиогляциальные отложения развиты в районе водораздельных равнин полесского типа; они отсутствуют только на более повышенных участках, сложенных кристаллическими породами (в районе с. Чеповичей и других пунктах).

Подморенные флювиогляциальные пески более крупнозернисты и содержат значительно больше тяжелых минералов, чем надморенные. Минералогический состав их характеризуется большим разнообразием.

Так же как и подморенные, надморенные флювиогляциальные пески распространены на водораздельных равнинах Полесья и сопровождают морены. Мощность их колеблется от 0,3 до 4 м и более. Цвет желтоватый и светло-серый. Тяжелые и электромагнитные фракции этих песков содержат те же минералы, что и подморенные; это свидетельствует об одном источнике их образования.

Предморенные флювиогляциальные отложения представлены песками, иногда с прослоями суглинков, и суглинками; они распространены в перегляциальной зоне и вклиниваются в лёссовую толщу, представляя собой отложения талых ледниковых вод внеморенного (перигляциального) района. Образование предморенных флювиогляциальных отложений связывается с днепровским (рисским) оледенением (Q_{II}).

К новому отделу (Q_{III}) относятся флювиогляциальные отложения валдайского (вюрмского) оледенения. Они представлены средне- и крупнозернистыми песками светло-желтого и светло-серого цвета, нередко с прослоями супесей и песчанистых суглинков. Эти пески состоят главным образом из кварца с незначительной примесью полевых шпатов; иногда встречаются мелкие гальки кристаллических пород (гранита, габбро и песчаника). Мощность песков колеблется от 1 до 10 м. Иногда они замещаются супесями и песчанистыми суглинками с примесью мелких галек.

Песчаные и суглинисто-песчаные флювиогляциальные отложения занимают обширные пространства на севере УССР, особенно на правобережье, где они образуют полесские зандры.

В верхних своих горизонтах эти осадки переработаны ветрами в послеледниковое время и образуют, особенно на Правобережье, обширные площади дюнных песков.

В Володарск-Волынском районе Житомирской области среди флювиогляциальных песков залегают погребенные торфяники днепровско-валдайского (рисс-вюрмского) времени. Эти торфяники встречены в проходных долинах, соединяющих долины рр. Ирши и Иршицы в Володарск-Волынском районе, а также в долинах рр. Ужа и Жерева (Заморий и Ромоданова, 1945). Погребенные торфяники подстилаются флювиогляциальными песками днепровского возраста и покрываются такими же песками валдайского возраста. Флора этих торфяников не изучена.

Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения распространены в речных долинах; они представлены всеми четырьмя отделами четвертичной системы.

К древнему отделу (Q_1) относятся аллювиальные отложения древнечетвертичных террас речных долин Днепра, Буга, Днестра, их притоков и других рек. Они представлены мощными песчано-галечными и галечными породами. Значительное распространение аллювиальные образования получили в долине р. Днестра и его притоков, слагаая наиболее высокие террасы — четвертую, пятую и шестую.

В долине р. Ю. Буга древнечетвертичная терраса сохранилась в виде отдельных островков. По сообщению В. Г. Бондарчука (1932б), около г. Меджибожа имеется древняя терраса, покрытая двумя горизонтами лёсса. Породы, слагающие террасу, представлены песками, суглинками и супесью и подстилаются гранитом. Из отложений этой террасы В. Г. Бондарчук (1932б) определил следующую фауну моллюсков: *Paludina diluviana* var. *gracilis* Kunt h., *Paludina diluviana* var., *crassa* Kunt h., *Paludina zickendrathi* Pav., *Paludina socolovi* Pav., *Paludina bugensis* sp. nov., *Neretina serratilineiformis* Geyer, *Unio tumidus* (Retz.) Rossm. и др¹.

В окрестностях с. Владимиро-Павловки, на правом берегу р. Ингула на древнечетвертичной террасе под трехлессовой серией залегают толща древнечетвертичных песчано-галечных слоистых речных осадков, в которой преобладают гравийные пески. Древний аллювий подстилается каолинизированной дресвой кристаллических пород (гнейсов). К этому же отделу относятся песчано-галечные аллювиальные отложения, описанные В. Г. Бондарчуком (1932а) и М. А. Рыженко (1933) на северном побережье Азовского моря.

Песчано-галечные отложения распространены в бессейнах рр. Кальмиуса, Кальчика, Мокрой, Белосарайской, Широкинской, Грузского-Еланчика и других, а также на Приазовском плато, где они обнаружены бурением.

Условия залегания этих отложений каспийской террасы Приазовья показаны на литолого-стратиграфических колонках (рис. 97), из которых видно, что в нормальном разрезе плато песчано-галечные отложения лежат на красно-бурой глине и покрываются четырехлессовой серией, а на каспийской террасе они прикрыты трехлессовой серией и подстилаются неогеновыми известняками.

Мощность песчано-галечных отложений, несущих следы сортировки водой, достигает 11 м (Бондарчук, 1932а), а иногда и 23 м. Они косо-слоистые. Размер галек разнообразный — от нескольких до 25 см и больше; спорадически встречаются валуны до 1 м в диаметре (Бондарчук, 1932а; Рыженко, 1933).

¹ Более полный список фауны террасовых отложений см. в работе В. Г. Бондарчука (1932б), а также в работе В. Д. Ласкарева (1914в).

Петрографический состав песчано-галечных образований очень разнообразен; здесь можно наблюдать породы, распространенные на юго-восточной окраине Мариупольского кристаллического массива и на южной окраине Донбасса. Среди них встречаются гальки кремня, кварца, гранита, пегматита, сиенита, кварцита, порфирита, яшмы, железистого роговика, песчаника, известняка и др. Галька кристаллических пород хорошо окатана. Эти галечники являются речными образованиями. Принимать их за флювиогляциальные отложения, как это делает Г. Ф. Лунгерсгаузен (1935), нет оснований, так как они представлены кристаллическими породами Мариупольского массива и южной окраины Донецкого кряжа.

К среднему отделу (Q_{II}) относятся аллювиальные и аллювиально-озерные песчаные и песчано-глинистые отложения, распространенные на речных террасах и в проходных долинах днепровского (рисского) возраста. К этому же отделу принадлежат песчано-галечные отложения третьей (рисской) террасы р. Днестр, прикрытые лёссовидными суглинками и подстилающиеся коренными породами; сюда же относится речной аллювий террас рисского возраста и других рек.

В пределах проходной долины, в системе р. Соби под лёссовой толщей залегают флювиогляциальные пески днепровского (рисского) времени. Аналогичное явление наблюдается в других проходных долинах, где под лёссом залегают флювиогляциальные песчаные породы, отложенные водами днепровского ледника.

К новому отделу (Q_{III}) относится речной аллювий, подстилающий лёсс и лёссовидные суглинки однолессовых террас, а также аллювий песчаных террас. Особенно большие площади таких террас, на которых аллювиальные пески переработаны ветром и залегают в виде дюнных всхолмлений, наблюдаются в бассейне р. Ю. Буг и его притоков. Речной аллювий представлен разнозернистыми слоистыми песками, иногда с прослоями суглинков и глин, а также с прослоями гравия и галечников. Мощность этих отложений колеблется от 3 до 15 м и более.

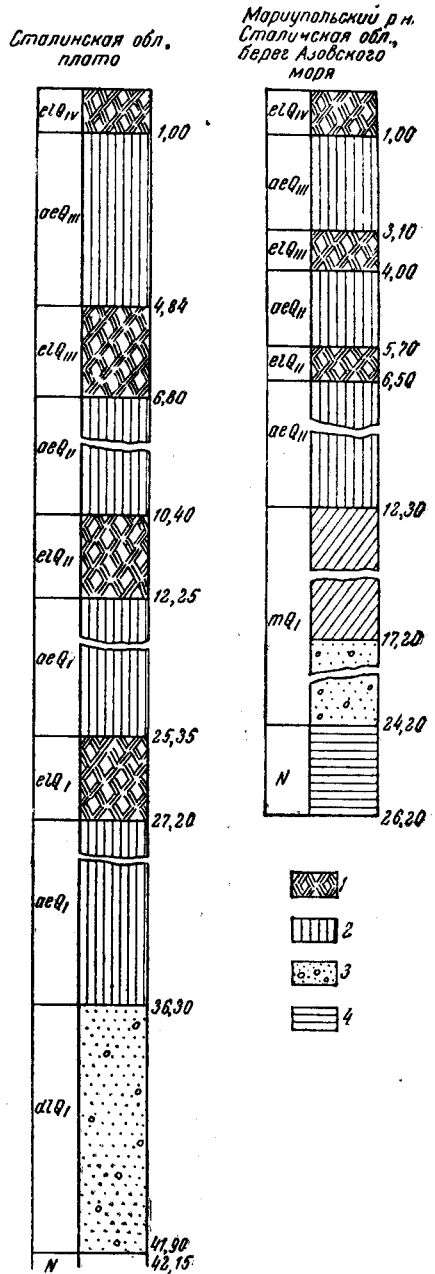


Рис. 97. Условия залегания древне-четвертичных галечников в районе Приазовья (по скважинам)

1 — современная и ископаемые почвы; 2 — лёсс и лёссовидный суглинок; 3 — песчано-галечные отложения; 4 — глины

К современному отделу (Q_{IV}) относятся песчано-глинистые отложения пойменных террас рек, балок и болот. В большинстве случаев современный аллювий представлен светло-серыми, темно-серыми и охристо-серыми разноразмерными песками, чистыми или же в разной степени глинистыми и слоистыми. Они часто содержат в себе гальки кристаллических и осадочных пород. Суглинки и глины, входящие в состав аллювия пойм, также слоисты, часто с прослойками песка и имеют зеленовато-голубой, коричнево-серый, темно-серый и желто-бурый цвет. Общая мощность современных аллювиальных отложений на пойменных террасах рек в районе кристаллического массива колеблется от 2 до 20 м и более; чаще всего их мощность составляет 3—7 м.

Сюда же относятся аллювиально-озерные отложения пойменных террас рек и балок и отложения современных болот, нередко с торфяниками, распространенными как на поймах рек, так и на водораздельных равнинах. Иногда в толще современного аллювия пойм наблюдаются прослой пресноводных мергелей, например в долинах рр. Тетерева, Случа, Ю. Буга и др.

Минералогический состав современных аллювиальных отложений характеризуется довольно большим разнообразием, особенно для тяжелой и электромагнитной фракций шлихов, в состав которой входят (в порядке количественного уменьшения): ильменит, апатит, гранат, ставролит, рутил, циркон, лейкоксен, эпидот, кианит, топаз, лимонит, гематит, магнетит, силлиманит, роговая обманка, анатаз, турмалин, андалузит, шпинель, монацит, касситерит. Легкая фракция состоит в основном из кварца, количество которого доходит до 100%, при единичных зернах калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Золотые отложения. К золотым отложениям в районе кристаллического массива относятся лёссы, лёссовидные суглинки и дюнные пески.

Лёссы и лёссовидные суглинки относятся к трем отделам: древнему (Q_I), среднему (Q_{II}) и новому (Q_{III}).

К древнему отделу (Q_I) относятся лёссы и лёссовидные суглинки третьего горизонта, наблюдаемые на левобережье и правобережье р. Ю. Буга, на наиболее высоких участках плато, где развита лёссовая серия, разделенная двумя ископаемыми почвами на три горизонта; сюда же можно включить лёсс и лёссовидные суглинки четвертого и третьего горизонтов, распространенных в районе правобережного плато Днепровского бассейна. К этому же отделу относятся лёссы и лёссовидные суглинки третьего горизонта¹ в области развития трех горизонтов лёссо-суглинистой серии на водоразделе рр. Гайчура и Янчура и в других пунктах.

Лёсс и лёссовидные суглинки древнего отдела имеют желтовато-палевый, бурый, шоколадный и красно-бурый цвет. Общая мощность их колеблется в пределах 2,5—19,5 м.

К среднему отделу (Q_{II}) относятся лёссы и лёссовидные суглинки днепровского (рисского) возраста, ледникового и внеледникового районов кристаллического массива.

В ледниковом районе к среднему отделу (Q_{II}) относятся подморенный лёсс, морена и надморенный лёсс. Подморенный лёсс представлен легкими песчанистыми суглинками желтоватого цвета с охристыми пят-

¹ В трех районах, где толща вюрмского лёсса нерасчленяется ископаемой почвой на два горизонта.

нами иногда с марганцево-железистыми бобовинками и конкрециями извести. Мощность подморенного лёсса 5—7 м, иногда увеличивается до 14 м и более. Надморенный лёсс днепровского возраста также имеет желтовато-палевый цвет и обладает столбчатой структурой. Очень часто лёсс и лёссовидные суглинки залегают на желто-серых слоистых суглинистых песках, в которых найдена довольно обильная, но бедная видами фауна: *Succinea oblonga* D r a p., *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla muscorum*, *Planorbis* sp. и некоторые другие. Среди этих отложений в районах, прилегающих к кристаллическому массиву, иногда встречаются пропластки погребенного торфяника (сс. Костянца, Хмельное и др.). Средняя мощность этой серии песчано-глинистых отложений около 4 м.

Во внеледниковом районе к среднему отделу (Q_{II}) относятся лёсс и лёссовидные суглинки, образовавшиеся во время днепровского (рисского) оледенения. Они имеют желто-палевый и буровато-палевый цвет в районе правобережной части кристаллического массива, желто-бурый и красновато-бурый в районе Конкско-Ялынской впадины (бассейн рр. Конки, Гайчура, Мокрых Ялов), коричневый и красно-бурый в районе приазовской части кристаллического массива. В них встречаются белые известковые трубочки и конкреции, марганцево-железистые бобовины, кристаллы и друзы гипса. Структура их столбчатая. Мощность меняется от 2 до 15 м. Они покрывают водораздельные равнины и склоны долин рек и древних балок, отсутствуя только в речных долинах и балках, а также на крутых склонах, где они размыты.

К новому отделу (Q_{III}) относятся лёссы и лёссовидные суглинки второго горизонта с ископаемой почвой и лёсс и лёссовидные суглинки первого горизонта. Лёсс и лёссовидные суглинки второго горизонта имеют почти сплошное распространение на территории правобережной части кристаллического массива и только в северной и северо-западной его частях (в зандровой зоне) встречаются в виде останцев-островов (овручский лёссовый остров и другие). Лёсс этого горизонта серовато-палевый и палевый, карбонатный, столбчатой структуры. Изредка в нем встречаются в незначительном количестве известковые конкреции в форме пятен, журавчиков и реже дутиков. Он характеризуется повышенной песчаностью.

Наибольшая песчаность лёсса второго горизонта наблюдается в нижних его слоях, особенно в тех местах, где лёсс подстилается слоистыми флювиогляциальными песками; здесь лёсс также нередко обладает слоистостью. Мощность лёсса второго горизонта от 1 до 7 м. В верхней его части развита ископаемая почва мощностью от 0,3 до 1 м (вюрмского интерстадиала). Подстилается лёсс второго горизонта флювиогляциальными песками, мореной или же коренными породами.

Выше ископаемой почвы залегают лёсс и лёссовидные суглинки первого горизонта. Они имеют почти сплошное распространение в пределах кристаллического массива, а также в районе лёссовых островов, встречаемых в зандровой зоне. Лёсс серовато-палевого цвета, карбонатный, столбчатый, иногда заметно слоистый, особенно на склонах к речным долинам и балкам. В нем встречаются в незначительном количестве известковые пятна, журавчики и дутики. Лёсс этого горизонта, так же как и второго, характеризуется повышенной песчаностью. Мощность его 1,5—3 м, иногда увеличивается до 4—5 м и более.

К северу от побережья Азовского моря, в районе приазовской части кристаллического массива, лёссы и лёссовидные суглинки первого горизонта имеют желто-бурю и бурю окраску и более грубый гранулометрический состав. На склонах они частично переотложены и образуют делювиальные суглинки иногда с включениями обломков кристаллических

пород, залегающих выше по склону. И, наконец, в пределах Конкско-Ялынской впадины, по данным Е. А. Матвиенко, П. Г. Голик и А. Д. Медяного, распространены желто-бурые лёссовидные суглинки, в толще которых встречаются скопления кристаллов гипса и известковистые стяжения.

К элювиальным отложениям принадлежат продукты выветривания коренных дочетвертичных пород. Они распространены в местах выходов на поверхность коренных пород (Овручский кряж, высокие и узкие водораздельные плато рр. Днестра и Ю. Буга и их притоков, где на поверхность выступают балтские отложения, склоны речных долин и балок, где выступают на дневную поверхность коренные породы).

Элювий образуется также в местах выхода сарматских и более древних отложений, главным образом в речных долинах и на их склонах, там где эти породы выступают на дневную поверхность. В пределах приазовской части кристаллического массива и прилегающих участков Донбасса элювиальные отложения образуют сплошной покров на склонах к долинам рр. Кальмиус, Сухая и Мокрая Волноваха (в их верхних течениях).

Элювий каменноугольных пород представлен песчанистыми, песчано-глинистыми и глинистыми отложениями с включением щебня и обломками выветрелых пород.

Мощность элювиальных отложений колеблется от 0,3 до 2 м, редко увеличиваясь до 3—4 м и более. Элювиальные образования на кристаллических породах распространены по склонам долин рр. Кальмиус, Мокрая Волноваха, Обиточная и других рек Приазовья, а также на вершинах так называемых «каменных могил». Они представлены песчаными и песчано-глинистыми образованиями с включением щебня, обломков и дресвы кристаллических пород.

Элювиально-делювиальные отложения представлены лёссовидными суглинками, часто слоистыми и грубыми по гранулометрическому составу, нередко содержащими примесь карпатской гальки. Эти отложения распространены в бассейнах рр. Днестра и Ю. Буга.

В заключение приводим стратиграфическую таблицу четвертичных отложений Украинского кристаллического массива (табл. 124).

Четвертичные отложения Причерноморской впадины

Долиной р. Днепра Причерноморская впадина разделяется на две части: левобережную и правобережную. Границами ее служат: на севере — южные выходы пород Украинского кристаллического массива, а на юге — побережье Черного моря, Сиваша и Азовского моря. Четвертичные отложения Причерноморской впадины представлены как континентальными, так и морскими осадками. Континентальные отложения значительно больше распространены, чем морские, и покрывают всю территорию. Морские же и лиманно-морские осадки приурочены к довольно узкой полосе, вытянутой вдоль побережья Черного и Азовского морей и Сиваша.

Континентальные отложения. Континентальные четвертичные осадки в пределах Причерноморской впадины представлены следующими генетическими образованиями: эоловыми, аллювиальными и аллювиально-озерными, элювиально-делювиальными, делювиальными и пролювиальными.

Эоловые отложения. К эоловым отложениям относятся лёсс, лёссовидные суглинки и дюнные пески, которые здесь наиболее широко распространены. Эти отложения плащеобразно покрывают равнинные части Причерноморской впадины и их склоны, верхнеплиоценовые тер-

расы, древние террасы рек, балок и поды. Отсутствуют они только на пойменных и песчаных террасах рек и балок, на крутых склонах речных долин, где непосредственно на поверхность выходят коренные породы, а также в подах-долинах Причерноморского района, донные участки которых сложены, морскими сильно засоленными илистыми образованиями.

Толщи лёсса и лёссовидных суглинков Причерноморской впадины в районе плато и верхнеплиоценовых террас расчленяются двумя или тремя ископаемыми почвами на три или четыре горизонта (рис. 98). Три ископаемые почвы хорошо прослеживаются в обнажениях берегового обрыва Азовского моря (у г. Геническа и на восток от с. Степановки в направлении к с. Ботьево), в береговых обнажениях Черного моря, а также обнаружены во многих шурфах степной равнины. Общая мощность толщ лёсса и лёссовидных суглинков в районе Причерноморской впадины достигает 25—30 м, а иногда и 42 м.

В береговых обнажениях прибрежной части Азовского моря, Сиваша и Черного моря, во всей толще лёсса и лёссовидных суглинков наблюдается чрезвычайно много друз гипса, приуроченных к отдельным горизонтам. К северу, с удалением от побережья, количество друз и кристаллов в лёссе и лёссовидных суглинках уменьшается. Характерно, что в обнажениях около г. Геническа непосредственно под I, II и III ископаемыми почвами залегают «гипсоносные горизонты» мощностью 40—50 см.

В больших подах, распространенных в районе верхнеплиоценовых террас и плато, толща лёсса и лёссовидных суглинков изменена процессами оглеения в зеленовато-серые подовые суглинки и глины. Примером могут служить оглеенные суглинки подов Зеленого, Дмитровского, Агайманского и многих других. В с. Троицком Мелитопольского района большая балка прорезывает древний под, в котором лёссовые породы замещены серо-зелеными неслоистыми подовыми глинами с громадным количеством известковых конкреций. В нижней части этих глин обнаружены остатки *Elephas cf. trogonterii*.

На побережье Азовского моря и Сиваша значительная толща нижних горизонтов лёсса и лёссовидных суглинков погружается ниже уровня моря. Это погружение связано с эпейрогеническим опусканием данного участка суши в четвертичное время (рис. 99).

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1941а) выделил в районе Южного Приднестровья четыре основных лёссовых комплекса: бугский (В), днепровский (D), тирасский (Т) и сульский (S). Кроме того, он выделил восемь стадийных лёссовых горизонтов, покрывающих террасы р. Днестра, и придал каждому горизонту стратиграфическое значение (рис. 100). Тщательное изучение всех отчетов Г. Ф. Лунгерсгаузена по Приднестровью показало, что указанная выше стратиграфия лёссовой толщ Днестра фактическим материалом подтверждается лишь частично. Согласно данным В. И. Крокоса (1927), А. И. Левенгаупта (1932), П. К. Замория и других исследователей юга УССР, наибольшая песчаность лёсса наблюдается около речных долин и с удалением от последних постепенно уменьшается. Аналогичное явление констатировано и на террасах речных долин. Примером может служить долина Нижнего Днепра. Здесь на «однолёссовой» террасе (по В. И. Крокосу) лёсс настолько песчаный, что он предложил его назвать «террасовым лёссом» в отличие от более глинистого лёсса этого же горизонта в районе плато и верхнеплиоценовой террасы. По возрасту толща лёссов и лёссовидных суглинков и расчленяющих их ископаемых почв относится к трем отделам четвертичной системы: древнему, среднему и новому.

Стратиграфия четвертичных отложений Украинского кристаллического массива

Отделы четвертичной системы	Глициальная зона	Перигляциальная зона	Экстрагляциальная зона
Современный Q _{IV}	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения пойменных террас рек и балок, современные почвы, торфяники и дюнные пески, а также элювий коренных пород	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения пойменных террас рек и балок, современные торфяники и дюнные пески, элювий коренных пород	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения пойменных террас, рек и балок, современные торфяники и дюнные пески, элювий коренных пород
Новый Q _{III}	Надморенный комплекс флювиогляциальных и аллювиальных отложений задровой зоны. Лёсс первого и второго горизонтов (W _{II} и W _I) лёссовой зоны, ископаемая почва W-интерстадиала, ископаемая почва RW-интергляциала и погребенные торфяники RW-интерстадиала и RW-интергляциала Аллювий первой и второй надпойменных террас (песчаной и однолессовой)	Лёсс первого и второго горизонтов (W _{II} и W _I), ископаемая почва W-интерстадиала, ископаемая почва RW-интергляциала. Аллювий первой и второй надпойменных террас (песчаной и однолессовой) и аллювиально-озерные отложения, подстилающие лёсс однолессовых террас	Лёсс первого и второго горизонтов (W _{II} и W _I), ископаемая почва W-интерстадиала, ископаемая почва RW-интергляциала. Аллювий первой и второй надпойменных террас (песчаной и однолессовой) и аллювиально-озерные отложения, подстилающие лёсс однолессовых террас; аллювиально-делювиальные суглинки первого горизонта бассейна рр. Днестра и частично Ю. Буга
Средний Q _{II}	Ледниковые отложения (морена) и связанные с ними надморенные и подморенные песчаные и песчано-глинистые флювиогляциальные отложения, а также аллювиальные песчаные и песчано-глинистые осадки надпойменных террас рек рисского возраста и MR погребенных торфяников	Лёсс третьего горизонта (R) и флювиогляциальные песчаные и песчано-глинистые отложения, входящие в лёсс этого же горизонта или его замещающие, а также ископаемая почва миндель-рисского интергляциала; а в речных долинах аллювиальные песчано-глинистые отложения, подстилающие лёсс двухлессовых террас	Лёсс третьего и четвертого горизонтов (R _{II} и R _I), ископаемая почва R-интерстадиала, ископаемая почва MR-интергляциала, а также аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, подстилающие лёсс двухлессовых террас. Элювиально-делювиальные лёссовидные суглинки второго горизонта (R) бассейна рр. Днестра и частично Ю. Буга

Лёсс пятого и шестого горизонтов (М_{II} и М_I) в районах распространения шестилёссовой серии, четвертого и пятого горизонтов в районах распространения пятилёссовой серии, третьего и четвертого горизонтов в районах распространения четырехлёссовой серии и третьего горизонта лёсса в районах распространения трехлёссовой серии, ископаемой почвы миндельского интерстадиала, аллювий древнетеррас с *Paludina dilatata* var. *gracilis* Kupff. окрестностей Меджибожа, а также элювиально-делювиальные лёссовидные суглинки третьего горизонта в бассейне р. Днестра и частично Ю. Буга

Лёсс четвертого и пятого горизонтов (М_{II} и М_I), ископаемая почва миндельского интерстадиала и аллювий древнетеррас

Подморенные аллювиальные и элювиально-озерные суглинки и песчано-суглинистые отложения в районе плато и древнетеррасные аллювиальные осадки речных террас с *Paludina deluviana*

Древний Q₁

Красно-бурые глины

Красно-бурые глины

Красно-бурые глины

Верхний плиоцен

К древнему отделу относятся лёсс и лёссовидные суглинки четвертого и третьего горизонтов и разделяющая их ископаемая почва.

Лёсс и лёссовидные суглинки четвертого горизонта глинистые, карбонатные и гипсоносные. Они имеют красновато-бурый и буровато-темно-палевый цвет. Эти отложения констатированы в обрывах северного побережья Азовского и Черного морей, на островоподобной возвышенности Арабатской Стрелки и во многих шурфах и скважинах степной равнины Причерноморской впадины. Мощность их по скважинам колеблется от 1,6 до 12,3 м. Этот горизонт лёсса и лёссовидных суглинков синхронен по времени образования четвертому горизонту лёсса средней части УССР.

Третья ископаемая почва встречена в обнажениях побережья Черного и Азовского морей и Сиваша, а также во многих шурфах и скважинах степной равнины. Эта почва черноземного типа (мощностью до 0,5—0,8 м) сформировалась на лёссе и лёссовидных суглинках четвертого горизонта. В ней попадаются известковистые глазки, в небольшом количестве друзы гипса и древние кроновины.

Лёсс и лёссовидные суглинки третьего горизонта, подстилающие вторую ископаемую почву, имеют бурый и красновато-бурый, реже желтовато-темно-палевый цвет; это сильно глинистые, изредка песчаные, столбчатые, карбонатные и гипсоносные образования. В нижней части они более песчаны и изредка приобретают слоистое строение. По сообщению П. И. Луцкого (1929) в нижней части третьего лёсса и лёссовидных суглинков на Чонгарском полуострове встречаются линзовидные прослойки песка с обломками моллюсков. Мощность этих прослоев колеблется от 2 до 10 м. На некоторых участках Присивашья

лѣсс и лѣссовидные суглинки третьего горизонта внизу приобретают оливковый цвет от оглеения. В них заметны кротовины, в которых Г. И. Мольякко нашел большое количество костей серого суслика (*Cytellus rigmaeus*).

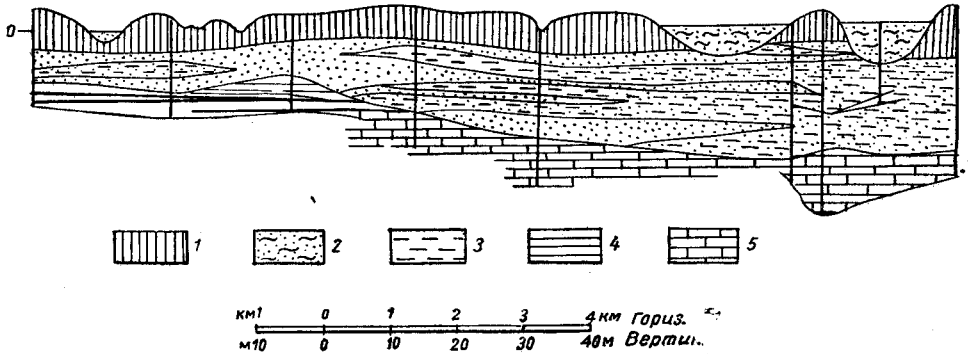


Рис. 99. Схематический геологический разрез побережья Сиваша и Западного Приазовья по линии сс. Н. Покровка—Н. Михайловка—Юзкуй—Степановка

1—четвертичные континентальные отложения (лѣссовидные суглинки); 2—пески с прослоями морского ила; 3—комплекс песчаных и песчано-глинистых неогеновых отложений; 4—красно-бурые глины; 5—известняки неогена

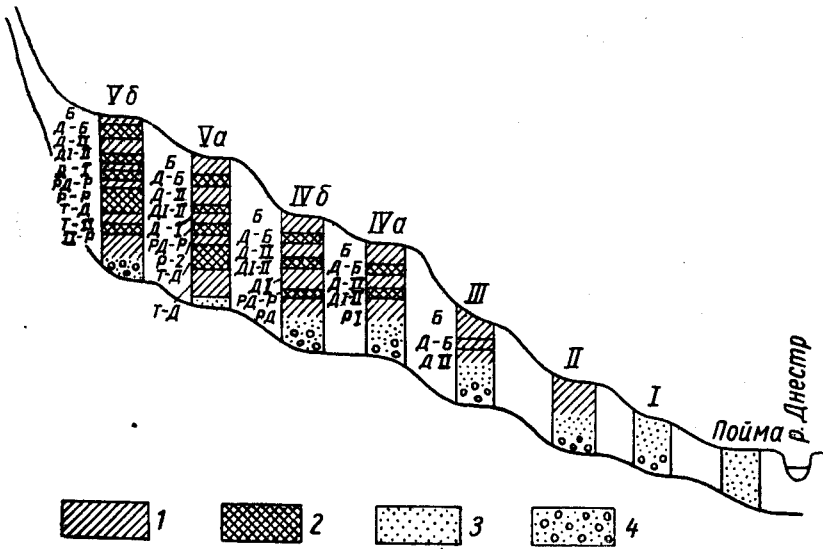


Рис. 100. Схема строения лѣссовых покровов Днестровских террас (по Лунгерсгаузену)

- | | | |
|---------------------|---|---|
| 1. Лѣсс | <ul style="list-style-type: none"> Бугский лѣсс (Б) Днепровский лѣсс (Д) Тирасский лѣсс (Т) | <ul style="list-style-type: none"> В-II Бугский лѣсс II В-I Бугский лѣсс I Д-II Днепровский лѣсс II Д-I Днепровский лѣсс I РД Передднепровский лѣсс I ТII Тирасский лѣсс II Т-I Тирасский лѣсс I |
| 2. Ископаемые почвы | <ul style="list-style-type: none"> ДВ Днепровско-Бугская интергляциальная ископаемая почва ДI-II Днепровская интерстадиальная ископаемая почва РД-Р Передднепровская интерстадиальная ископаемая почва Т-Д Тирасско-Днепровская интергляциальная ископаемая почва Т-I-II Тирасская интерстадиальная ископаемая почва | |
| 3. | Интергляциальные флювиогляциальные отложения | |
| 4. | Флювиогляциальный щебень | |

Средний отдел. Сюда относится вторая ископаемая почва, а также лѣсс и лѣссовидные суглинки второго горизонта.

Лѣсс и лѣссовидные суглинки второго горизонта подстилаются второй ископаемой почвой черноземного типа, сформированной на лѣссе и лѣссо-

видных суглинках третьего горизонта. Мощность этой ископаемой почвы в исследованном и в смежном районах колеблется от 0,5 до 1 м. В районе г. Геническа, в верхней части второй ископаемой почвы, Г. И. Мольякко найдена челюсть пещерного медведя *Ursus speleus*. Время образования этой почвы следует отнести к среднему отделу четвертичного периода (O₁₁). К этому же отделу следует отнести и погребенные торфяники, залегающие в толще аллювиальных песков, очевидно днепровско-валдайского (рисс-вюрмского) межледниковья в долинах рр. Днепра (г. Херсон) и Ю. Буга (г. Николаев).

Лёсс и лёссовидные суглинки второго горизонта констатированы в большей части обнажений и искусственных выработок (шурфов и скважин) Причерноморской впадины. Они имеют желтовато-палевый цвет, изредка, буроватый и даже красно-бурый. Этот лёсс и лёссовидные суглинки глинистые, но в меньшей степени, чем покрывающий их лёсс и лёссовидные суглинки первого горизонта. Около речных долин они иногда бывают песчаные. Лёсс и лёссовидные суглинки среднего отдела карбонатные и содержат гипс. В районе Присивашья друзы гипса составляют до 50% основной массы мелкозема породы. Друзы гипса по вертикальному профилю распределены неравномерно: в одних горизонтах их очень много («гипсоносные горизонты»), а в других они почти отсутствуют. Мощность лёсса и лёссовидных суглинков второго горизонта меняется от 2 до 9 м, в среднем она равна 3—4 м.

Присутствие оглеенных пород подов среди неоглеенных лёссов и лёссовидных суглинков указывает на существование здесь древних депрессий или ископаемых подов, в которых застаивались поверхностные воды в прошедшие эпохи. Следует отметить, что для междуледниковых эпох четвертичного периода юга УССР является характерным не только образование ископаемых почв черноземного типа, но и развитие ископаемых подов, возникших вследствие деятельности поверхностных вод и просадок лёссовых пород. Мощность оглеенных суглинков в обнажениях Западного Сиваша колеблется от 1 до 6 м. Оглеенные лёссовые суглинки весьма карбонатны и содержат как отдельные кристаллики, так часто и друзы гипса. Структура их столбчатая, изредка плитчатая. Иногда в нижних горизонтах лёсса и лёссовидных суглинков второго горизонта наблюдаются слоистые суглинки, напоминающие пресноводные отложения, фауны в них не обнаружено; только в районе Западного Сиваша под первой ископаемой почвой залегают зеленоватый суглинок с пресноводной фауной *Planorbis*, *Limnaea* и др. Из позвоночных — во втором горизонте лёссовидных суглинков изредка встречаются остатки *Elephas primigenius* в 7 км к северо-западу от г. Мелитополя, на глубине 8,5 м. В. И. Крокос (1927) обнаружил в шурфе, расположенном в 3 км к югу от с. Любимовки Каховского района в толще лёсса второго горизонта, скелет пещерного медведя.

В обнажениях лёссового острова Арабатской Стрелки в нижнем слое второго горизонта лёсса и лёссовидных суглинков залегают сероватый суглинок зернистой структуры с линзовидными прослойками мелкозернистого песка. В этом суглинке встречается очень много обломков и целых мелких раковин *Cardium edule* L., *Dreissensia polymorpha* Tall., *Abra ovata* Phill., обломков раковин наземных моллюсков, а также мелкие косточки птиц. Мощность зернистого суглинка с линзами песка в с. Чонгарском Куте достигает 4,3 м, а около с. Генического Кута — около 2 м.

Накопление этих суглинков, очевидно, происходило в результате развевания пляжа Сиваша, сложенного песчано-ракушечным детритусом. Подобное явление наблюдается и в настоящее время в районе Западного Сиваша, где такими же зернистыми суглинками с детритусом современ-

ных ракушек прикрыта современная почва. По гранулометрическому составу лёсс и лёссовидные суглинки второго горизонта на большей территории глинистые и только, как уже указывалось, вдоль долин рр. Днепра, Молочной и других несколько опесчаненные.

К новому отделу относятся первая ископаемая почва, а также лёсс и лёссовидные суглинки первого горизонта.

Первый горизонт лёсса и лёссовидных суглинков подстилается ископаемой почвой черноземного типа, сформированной на лёссе и лёссовидных суглинках второго горизонта. Мощность ископаемой почвы колеблется от 0,35 до 0,9 м. В нижней части ископаемой почвы и подстилающем лёссе и лёссовидных суглинках в большинстве случаев наблюдается горизонт белоглазки. В ископаемой почве встречаются друзы гипса и частые кротовины. В районе Сиваша в толще первой ископаемой почвы иногда встречаются прослойки эоловых зернистых суглинков, вследствие чего мощность ископаемой почвы иногда увеличивается до 1,1 м.

Лёсс и лёссовидные суглинки первого горизонта имеют темно-палевый и буроватый цвет; на значительной площади своего распространения они глинистые и лишь вдоль склонов долин рр. Днепра, Молочной, Ю. Буга и Днестра — песчаные. Структура их столбчатая. Этот лёсс и лёссовидные суглинки карбонатные и гипсоносные. В 2—3 км к северу от побережья Азовского моря и Сиваша друзы гипса появляются в лёссе и лёссовидных суглинках с глубины 2—2,5 м, а в обрывах Сиваша и Азовского моря — на глубине 1,4—1,6 м, а нередко непосредственно под современной почвой. Наибольшая обогащенность лёсса и лёссовидных суглинков друзами гипса наблюдается на побережье Сиваша и, частично, Азовского моря. Иногда создается впечатление, что друзы гипса преобладают над мелкоземом породы. Мощность лёсса и лёссовидных суглинков этого горизонта колеблется от 2,5 до 4,5 м, в среднем она равняется 3—3,5 м. В состав их входят следующие минералы: рутил, циркон, турмалин, роговая обманка, дистен, апатит, силлиманит, цоизит, тремолит, доломит, биотит, эпидот, мусковит, шпинель, актинолит, гранат, кальцит, глауконит, ставролит, сфен, кварц и полевой шпат.

К современному отделу относятся донные (эоловые) пески, широко распространенные в пределах описываемой части Причерноморской впадины на террасе р. Днепр, прилегающей к пойме левого берега. Террасу образуют шесть больших песчаных массивов (Основьянский, Козаче-Лагерский, Алешковский, Збурьевский, Ивановский и Челбасский). Эоловые процессы охватили только верхнюю часть песчаной толщи. В случае малой мощности песчаной толщи, последняя оказывается переработанной ветром на всю глубину, до более тяжелых пород, которыми являются обычно слоистые аллювиальные суглинки или же дочетвертичные отложения.

В. И. Крокос (1926а) отмечает, что на Збурьевском песчаном поле им встречена эоловая дюна, сложенная двумя горизонтами эолового песка, причем на поверхности каждого горизонта сформировалась почва, впоследствии верхний горизонт был покрыт современным желтоватым эоловым песком. На присутствие ископаемых песчаных почв (от одного до трех слоев) в песчаной толще описываемой нижней террасы р. Днепра указывают В. И. Крокос и другие авторы, которые считают, что присутствие этих почв в толще эоловых песков свидетельствует о нескольких фазах навеваний.

Эоловые пески песчаных полей в большинстве случаев мелко- и среднезернистые. Химические анализы показывают, что состав их ничем не отличается от состава аллювиальных песков и сложены они в основном из кремнезема (от 96,51 до 98,0%).

К эоловым отложениям относится также и вулканический пепел, который в пределах Причерноморской впадины встречен в следующих пунктах; на левом берегу Днепра, в балке, расположенной между г. Каховкой и с. Большой Лепетихой; на побережье Черного моря — между гг. Николаевым и Одессой, в балках, впадающих в море, и в толще суглинков озерного типа в степной части Крымской области, где он прослеживается во многих обнажениях и расчистках озера Старого. Вулканический пепел залегает в толще четвертичных отложений, очевидно днепровско-валдайского (рисс-вюрмского) времени.

Аллювиальные отложения. Аллювиальные отложения также относятся к четырем отделам четвертичного периода.

Древний отдел (Q₁). Аллювиальные отложения древнего отдела распространены на древнечетвертичных террасах. На левобережной древнечетвертичной террасе р. Днепр у с. Западных Каир они залегают под толщей лёссовидных суглинков мощностью 10—15 м и представлены слоистыми буроватыми и зеленоватыми глинами и белыми мелко- и среднезернистыми песками с прослоями крупнозернистых и иногда гравелистых песков, содержащих гальку до 2—8 см в диаметре. Здесь обнаружена в большом количестве фауна моллюсков: *Paludina diluviana* var. *gracilis* Kuntz, Cyclos, а также остатки позвоночных: *Elephas meridionalis* Blum, *Cervus megaceras* Ov., *Bos* sp. и др.

На левобережной древнечетвертичной надпойменной террасе р. Молочной древнеаллювиальные отложения представлены глинистыми песками средне- и крупнозернистыми, с многочисленной галькой кристаллических пород и известняков, до 1,5 см в диаметре. Здесь обнаружено много *Paludina diluviana* var. *gracilis* и остатки позвоночных: *Castor fiber* L., *Camelus* sp., *Equus stenonensis* (?) Coeche, *Felis* sp. Приведенная фауна позвоночных встречается как в нижнем отделе четвертичного периода, так и в верхнем плиоцене.

На правобережной высокой террасе р. Молочной у с. Пришиб и в окрестностях г. Мелитополя древние аллювиальные отложения представлены слоистыми песками, глинами и суглинками. В аллювиальных песках с. Пришиб встречена пресноводная фауна: *Planorbis planorbis* (L.), *Littoraea* sp. и др., а в песчано-глинистых отложениях в районе с. Песчаного встречены *Bithynia* sp., *Planorbis* sp., *Valvata* sp. (?). Из позвоночных найдены остатки черепаха, бобра и др.

Древнеаллювиальные отложения обнаружены и на левом берегу р. Токмачки у с. Фирстенау, где они представлены крупнозернистыми песками с прослоями и линзами гравия и галечников из кристаллических пород (гранита, кварца и др.), а также линзами суглинков с остатками *Elephas meridionalis* Blum. Этот аллювий слагает вторую надпойменную террасу р. Токмачки. Кроме того, древнеаллювиальные отложения, представленные песками, часто с галькой кристаллических пород и прослоями глин, обнаружены в некоторых пунктах на водораздельной равнине между долинами рр. Днепра и Молочной, в районе сс. Ивановки, Агайманы, Ново-Липовки и др. Мощность их до 4—5 м, залегают они на глубинах 14—19 м от земной поверхности. На правобережье р. Днепра к юго-западу, западу и к востоку от г. Херсона, а также на террасах нижнего течения р. Днестра древние аллювиальные образования представлены слоистыми песками, изредка гравелистыми, в толще которых встречаются прослой и линзы глин, а также галечников, состоящих из галек преимущественно кристаллических пород. Грубый механический состав аллювиальной толщи на описанных террасах свидетельствует о значительной силе потоков, отложивших эти породы.

Что касается песчано-глинистых слоев речного типа, наблюдаемых в обнажениях на левых берегах Хаджибейского и Куяльницкого лиманов, которым ранее был присвоен верхнекуяльницкий возраст (Ласкарев, 1911), то исследованиями Т. А. Мангикиана (1929) доказана принадлежность их к четвертичному периоду. Следует отметить, что к югу от с. Большой Коренихи на всем правом побережье Бугского и Днепровского лиманов и далее к западу по обоим берегам Березанского лимана распространены грубозернистые пески с кварцевой галькой и окатанными обломками понтического известняка. В верхней части пески местами замещаются глинами. Наличие этих отложений на склонах водоразделов подтверждается бурением. Залегают они на породах различного возраста. Их мощность составляет 8—10 м. В песках содержится пресноводная фауна, среди которой найдены раковины *Paludina diluviana* Kupth. Фауна этих отложений определена Т. А. Мангикианом (1929) как древнечетвертичная.

К древнему отделу принадлежат и песчано-галечные аллювиальные отложения древнечетвертичных террас рек, впадающих в Черное море, описанные В. Г. Бондарчуком (1939а), В. И. Крокосом (1927), М. В. Павловой (1925), Н. А. Соколовым (1904) и другими исследователями. Следует отметить, что в аллювиальных отложениях древней террасы (окрестности г. Тирасполя) была обнаружена богатая фауна позвоночных и моллюсков, возраст которых разные исследователи определяли по-разному. Так, И. Ф. Синцов (1897), основываясь на находках в тираспольско-кучурганском щебне *Elephas antiquus* Falc. и *Paludina diluviana* Kupth., отнес его к доледниковым отложениям, стоящим на рубеже между плиоценом и постплиоценом. Этот же автор (Синцов, 1900) определил ископаемые остатки, найденные в тираспольском щебне как *Elephas trogontherii* Tohl., и отнес данные отложения к доледниковой эпохе. Н. А. Соколов (1904) относит песчано-галечные отложения Днестровской террасы и аналогичные им отложения с *Paludina diluviana* Kupth. к доледниковой, первой ледниковой и первой межледниковой эпохам.

М. В. Павлова (1925) определила из толщи гравийных песков (мощностью 15—20 м) в окрестностях Тирасполя остатки млекопитающих и раковин моллюсков. Среди млекопитающих встречены *Alces latifrons* Dawk. (?), *Cervus euryceros* Kgr., *Bison priscus* Voj., *Bos primigenius* Voj., *Elephas meridionalis* Nesti и *Elephas antiquus* Falc. Из моллюсков следует указать на *Corbicula fluminalis* (Müll.). Исходя из анализа фауны млекопитающих, М. В. Павлова относит вышеупомянутые отложения к самому древнему плейстоцену. И. П. Хоменко (1908) обнаружил в нижних горизонтах песчано-галечных отложений окрестностей Тирасполя створки *Unio* из группы *nicolaianus*, характерной для левантийских отложений. На основании этой находки он считает данные песчано-галечные отложения стоящими на рубеже между плиоценом и постплиоценом.

А. П. Павлов (1922), базируясь на изучении моллюсков, считает, что «главная масса тираспольского гравия отложилась, по-видимому, в конце эпохи миндельского оледенения». Позже этот же автор отметил, что хотя главная масса тираспольского гравия отложилась в конце миндельского оледенения, но отложение ее продолжалось и в следующую межледниковую эпоху (Павлов, 1925). Приведенные данные показывают, что мнения различных исследователей по вопросу о возрасте песчано-галечных отложений древней террасы р. Днестра несколько расходятся. В. И. Крокос (1927) справедливо отмечает, что «по всей вероятности, мнение Соколова о нижнеплиоценовом и даже миоценовом возрасте триасовых отложений покоится на недоразумении. Автор считал найденные им во вторичном залегании в террасовых отложениях понтические и верхне-сарматские раковины за окаменелости *in situ*».

Средний отдел. Среднечетвертичные аллювиальные отложения подстилают лёсс и лёссовидные суглинки верхней террасы р. Днепра, а также надлуговых (двулёссовых) террас остальных рек на территории Причерноморской впадины. Эти отложения представлены толщей аллювиальных песков и суглинков, мощность которых на верхней террасе р. Днепра достигает 30 м и более. Подстилаются они песками, очевидно верхнеплиоценового возраста. В долинах остальных рек Причерноморской впадины к среднему отделу относятся аллювиальные осадки днепровских (рисских) террас, представленные песчаными и песчано-глинистыми породами, а также более молодых террас, где валдайские (вюрмские) лёссовые отложения подстилаются днепровским (рисским) аллювием.

По указанию Г. Ф. Лунгергаузена (1938а), григориопольская терраса р. Днестра в основании сложена грубым щебнем первой фазы третьего (рисского или днепровского) оледенения. Выше идут весьма маломощные речные пески и отложения конуса выноса боковых долин, соответствующие короткому рисскому интерстадиалу и содержащие редкие остатки слонов, носорогов, *Paludina sokolovi*, *P. zickendrathium* и др. Нормальная аллювиальная свита отсутствует. Долина, едва вышедшая из фазы интенсивной глубинной и боковой эрозии (рисс I), была снова возвращена к исходной эрозионной фазе (рисс II).

В основании слободзейской террасы покоятся флювиогляциальные щебни заключительной стадии днепровского (рисского) оледенения, покрытые довольно мощным аллювием с *Paludina fasciata*, *Bathymphalus contortus*, *Planorbis planorbis*, *Valvata*, *Lithoglyphus*, *Neritina*, *Sphaerium*, *Pisidium*, остатки, *Elephas primigenius* etc.

Новый отдел. Аллювиальные отложения этого отдела имеют значительное распространение в долине Нижнего Днепра и представлены речными (дельтовыми) отложениями: песками мелко- и среднезернистыми, с прослоями аллювиальных лёссовидных суглинков. В нижних горизонтах эти пески крупнозернистые, нередко гравелистые, с примесью галечника из кристаллических пород и известняков. Мощность их колеблется от нескольких метров до десятков метров. Так, например, общая мощность аллювиальных дельтовых отложений на средней террасе Днепра достигает 78 м, причем эти отложения на 45 м опускаются ниже уровня моря. Сюда же следует отнести аллювиальные отложения однолёссовых и песчаных террас Днепра, Днестра, Ю. Буга и других рек Причерноморской впадины, представленные мелко- и среднезернистыми песками, изредка с прослоями суглинков и глин с примесью гальки. В основании этих террас залегают более крупнообломочные песчаные, песчано-галечные и галечные осадки.

Современный отдел. Современные аллювиальные отложения слагают пойменные террасы рек и представлены песками разной зернистости и суглинками; на пойменных террасах некоторых рек (Молочная, Днепр, Ю. Буг, Днестр) наблюдаются прослой ила и заиленного торфа. Литологический состав современного аллювия пойм очень изменчив как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В толще аллювиальных отложений встречается пресноводная фауна: *Unio* sp., *Valvata* sp., *Planorbis* sp. и др.

С приближением к устьям рр. Днепра, Молочной, Обиточной, Ю. Буга, Днестра и др. в толще современного аллювия пойм встречаются раковины морских моллюсков (*Cardium edule* L. и др.). Наличие морской фауны в толще аллювиальных отложений приустьевых частей речных долин указывает на проникновение сюда в прошлом морских вод лиманов. Так, Н. А. Соколов (1895) в монографии о происхождении лиманов

юга России указывал на более значительное распространение лимана Днепра к востоку в прежнее время (вплоть до устья р. Ингульца).

Более значительное распространение лиманов в прошлом на территории долин рек юга Украины доказано работами Б. В. Пяковского (1933) — для Днепра, Ф. Е. Лапчик (1935) — для Ингульца, П. К. Загория и Г. И. Молявко (1946) — для р. Молочной. Мощность современного аллювия на пойме р. Днепра достигает 36 м, на пойме Молочной — 15 м и более, на пойме Обиточной — 15—25 м.

Элювиально-делювиальные отложения распространены в северо-восточной части впадины — на окраине кристаллического массива. Они лежат на склонах долин. Н. А. Соколов (1889в) называет эти породы лёссовидными суглинками и указывает, что они содержат мелкие обломки и кусочки гранита, гранито-гнейса, кварца и в некоторых местах угловатые обломки белой кремнистой породы. Мощность их колеблется от 1,2 до 12 м. Значительное распространение элювиально-делювиальные отложения имеют в Молдавской ССР и Одесской области УССР.

Делювиальные отложения распространены на склонах долин рек и балок. В большинстве случаев эти отложения представлены лёссовидными суглинками. Они, нередко, образуют плащи, покрывающие склоны. На склонах долин рек и балок, где обнажаются неогеновые отложения, делювий обогащен многочисленными обломками местных неогеновых пород. Обломки — преимущественно мелкие, остроугольные, иногда округленные. Мощность делювиальных отложений колеблется от 2 до 12 м.

Пролувиальные отложения распространены в долинах рек (на пойменных террасах) на тех участках, где на пойменные террасы выходят овраги и балки, образуя конусы выноса. Конусы выноса сложены несортированными лёссово-суглинистыми пролувиальными осадками с большей или меньшей примесью обломков коренных пород. Мощность пролювия достигает 10 м и более.

Морские и лиманно-морские отложения. Морские и лиманно-морские отложения распространены на северных побережьях Черного и Азовского морей, а также на побережьях Сиваша и Хаджибейского лимана. Среди них по возрасту следует различать древнеэвксинские, узунларские, карангатские, новозэвксинские, древнеазовские и современные образования.

Древний отдел представлен древнеэвксинскими отложениями, которые констатированы на побережьях Азовского моря, Сиваша и Черного моря. В области побережья Азовского моря они распространены на Каспийской террасе. Последняя, по данным В. И. Крокоса и В. Г. Бондарчука (1931), прослеживается без перерыва между г. Таганрогом и устьем Миусского лимана, где ширина ее колеблется от 1,5 до 2 км. К западу от устья Миусского лимана, начиная от с. Весело-Вознесенского, она значительно расширяется и достигает 10 км. Каспийская терраса хорошо прослеживается от г. Жданова до окрестностей г. Ногайска.

Древнеэвксинские отложения представлены песчаными, песчано-галечными и глинистыми породами и распространены только на Каспийской террасе, за границы которой они не выходят. Они залегают под лёссовой серией, толща которой расчленяется двумя ископаемыми почвами на три горизонта. Условия залегания каспийских (древнеэвксинских) отложений показаны на рис. 101. Толща каспийских отложений носит следы размыва, но нередко наблюдается и постепенный переход ее в покрывающие породы. Подстилаются они породами неогенового возраста. В древнеэвксинских отложениях В. Г. Бондарчуком обнаружена следующая фауна: *Didacna crassa* Eichw., *Didacna pseudocrassa* Pav.,

Monodacna colorata Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dreissensia caspia* Eichw., *Dreissensia crassa* Andrus., *Corbicula fluminalis* Müll., *Paludina dtuviana* Kunth., *Pal. achatinoides* Desh., *Planorbis planorbis* Lin., *Melanopsis esperoides* S abba, *Bythinia spoliata* S abba и др.

На косе Обиточной древнеэвксинские отложения залегают на глубине 15 м и представлены зеленоватыми глинами, в которых найдены: *Didacna pseudocrassa* Pav., *Monodacna colorata* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Valvata piscinalis* Müll. и др. Древнеэвксинские от-

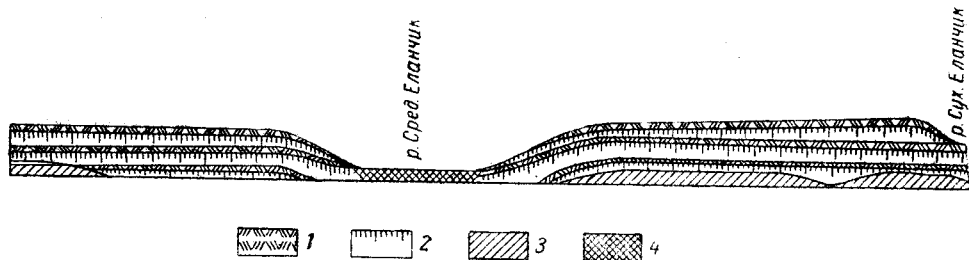


Рис. 101. Условия залегания древнеэвксинских отложений на Каспийской террасе (по В. Г. Бондарчуку)

1—современная и ископаемые почвы; 2—лесс; 3—каспийские отложения; 4—аллювий

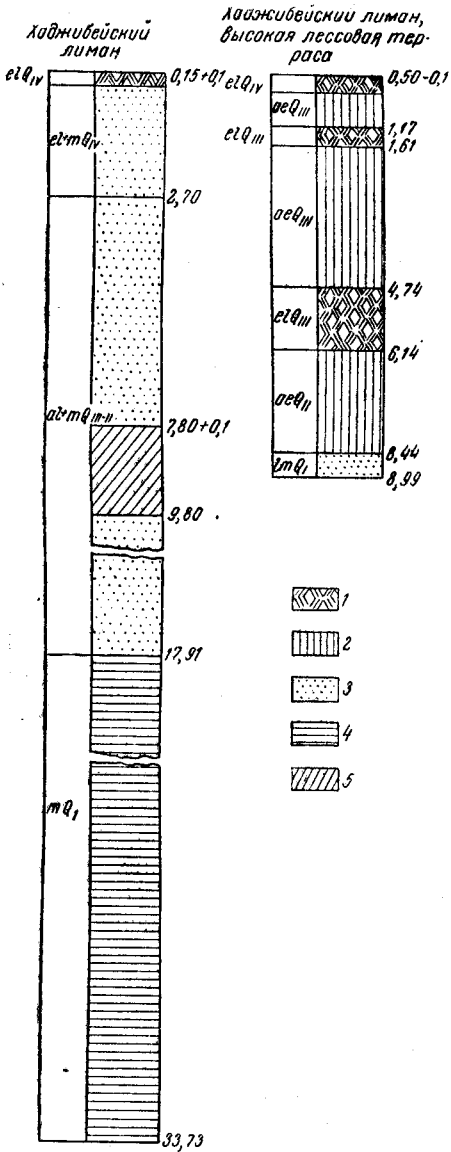
ложения были вскрыты скважинами на территории коммуны им. Шевченко Приазовского района на глубине 24,5 м, где они представлены голубовато-серыми песками. В с. Ефремовке Якимовского района Запорожской области в зеленовато-серых глинистых суглинках на глубине 18 м найдены *Dreissensia polymorpha* Pall., *Valvata* sp. и др., по-видимому, синхронные отложениям древнеэвксинского времени.

Не менее интересна находка П. И. Луцкого (1929) древнеэвксинских отложений на побережье Сиваша у озера Аверьяновского. Здесь древнеэвксинские отложения выступают до 4—5 м над уровнем моря и представлены сероватыми и коричневыми суглинками с *Didacna crassa* Eichw., *Cardium (Didacna) ovatum* Desh., *Cardium (Didacna) pseudocrassum* sp. nov., *Dreissensia polymorpha* var. *fluviatilis* Pall. и др.

В. Г. Бондарчук (1933) описал древнеэвксинские отложения на пересяхи Хаджибейского лимана и на высокой лёссовой террасе, где они представлены голубовато-синей довольно пластичной глиной с многочисленными органическими остатками, которые придают ей темно-серый, местами почти чёрный цвет. Иногда из глины наблюдаются выходы газа. В глине обнаружены *Vivipara fasciata* Müll., *Bythinia tentaculata* Lin., *Lithoglyphus neumayri* S abba, *Valvata piscinalis* Müll., *Micromelania linka* Mill., *Dreissensia polymorpha* w. *fluviatilis* Pall., *Didacna trigonoides* Pall., *D. crassa* Eichw., *Adacna fragilis* Müll., *Unio* sp. и др. С этими отложениями В. Г. Бондарчук (1933) сопоставляет аллювиальные отложения высокой лёссовой террасы, условия залегания которых показаны на литолого-стратиграфической колонке (рис. 102).

Как видно на рис. 102, солоноватоводные отложения покрываются лёссовой серией с двумя горизонтами ископаемых почв. Из них первая от поверхности почва обычно выражена слабо, а вторая хорошо. Местами можно наблюдать и на поверхности аллювиальных отложений следы почвообразования. В солоноватоводных отложениях высокой лёссовой террасы Хаджибейского лимана В. Г. Бондарчук определил фауну моллюсков, типичную для осадков древнеэвксинского возраста.

Древнеэвксинские отложения занимают также и юго-западную часть Одесской области УССР. Они встречены на террасе, покрытой лёсом и лёсовидными суглинками. Уступ от плато к террасе не выражен в рельефе, очевидно, он был уничтожен денудацией.



Древнеэвксинские отложения с морской фауной *Didacna crassa* Eich w., *Dreissensia polymorpha* Pall., а также с пресноводными *Paludina diluviana* Kunth, и др. обнаружены в обнажениях у с. Джуржулешти. Условия залегания этих отложений у с. Джуржулешти и на левом берегу Прута отражены на литолого-стратиграфических колонках (рис. 103). В первом разрезе

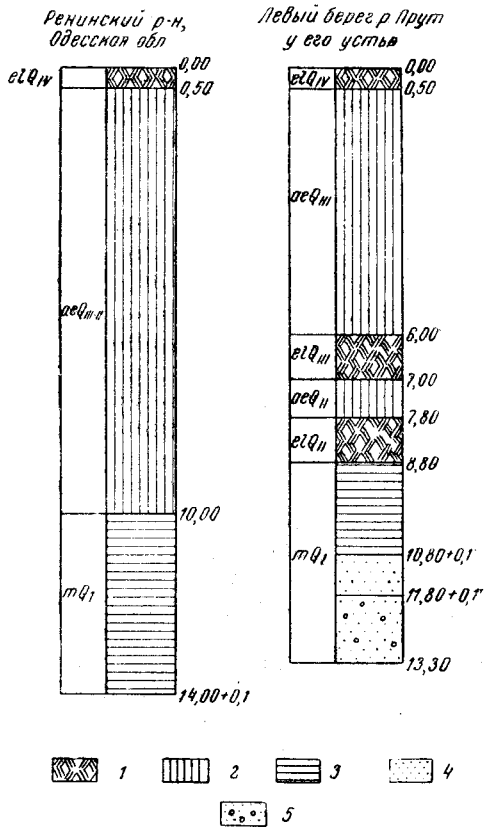


Рис. 102. Разрезы морских древнечетвертичных отложений на пересыпи Хаджибейского лимана и на Высокой лёсовой террасе

1—современная и ископаемые почвы; 2—лёсс; 3—глина; 4—песок; 5—суглинок

Рис. 103. Разрезы древнеэвксинских отложений на юго-западе Одесской области УССР

1—современная и ископаемые почвы; 2—лёсс; 3—глина; 4—песок мелкозернистый; 5—гравий с галечниками

у с. Джуржулешти древнеэвксинские отложения с *Didacna crassa* Eich w., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Paludina diluviana* Kunth, представлены зеленовато-серыми глинами, в верхней части гумусированными. Мощность их в обнажениях колеблется от 2 до 8 м. В глинах местами встречаются прослойки желтого песка с той же фауной (мощностью до 10 см).

Граница древнеэвксинских отложений с вышележащим лёссом резкая. Мощность лёсса в первом разрезе достигает 10 м, ископаемых почв в его толще не наблюдается. Во втором обнажении, на левом берегу Прута, у его устья древнеэвксинские отложения покрыты ископаемой почвой болотного типа, выше которой залегает двулёссовая серия. Древнеэвксинские отложения и их фауна на юге Одесской области детально изучены рядом исследователей: Н. А. Григорович-Березовским (1905) у сс. Джуржулешти, с. Карагач, на восточном берегу озера Кагула, у с. Бабеля на восточном берегу озера Ялпук, И. Ф. Синцовым (1888) у с. Бабеля и другими.

Средний отдел. Узунларские отложения, относящиеся к среднему отделу четвертичной системы, залегают выше пород древнеэвксинского возраста. Эти отложения представлены глинами, в большей или меньшей степени песчанистыми и синевато-голубыми мелкозернистыми песками. В узунларских отложениях Хаджибейского лимана В. Г. Бондарчук (1933) определил: *Syndesmia ovata* Phil., *Cerithium reticulatum*, *Cardium edule* L., *Cardium picta*, *Hydrobia ventrosa*, *Nassa reticulata*, *Monodacna colorata*. Общая мощность узунларских отложений, выявленных скважинами, колеблется от 9,5 до 15,13 м.

Карангатские отложения, также входящие в средний отдел на территории УССР, известны по побережью Черного (Хаджибейский лиман) и Азовского морей (район пересыпи Молочного лимана). По берегам Хаджибейского лимана карангатские отложения залегают на высоте до 3 м над современным уровнем моря и представлены светло-серыми среднезернистыми и крупнозернистыми песками с многочисленными ракушками моллюсков. Здесь В. Г. Бондарчук (1933) определил: *Rissoa splendida*, *R. venusta*, *Cerithium vulgatum*, *Cerithium reticulatum*, *Dosinia*, *exolata*, *Cardium tuberculatum*, *Venus gallina* и многие другие. В список входит много видов моллюсков, которые сейчас не живут вблизи северного побережья Черного моря. В районе Молочного лимана также обнаружена карангатская фауна в образцах, из скважин на пересыпи, отделяющей Молочный лиман от Азовского моря (Заморий и Молявко, 1946).

Отложения с карангатской фауной *Cerithium* cf. *vulgatum*, *Tapes* cf. *calverti* и др. залегают здесь на глубине около 12—15 м ниже уровня моря и прикрыты глинами или илами с *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissensia* и другими формами, характерными для новозвксинских отложений. Условия залегания карангатской фауны на пересыпи Молочного лимана аналогичны условиям залегания карангатских отложений в устье р. Дона (Архангельский и Страхов, 1938) и на дне Керченского пролива (Андрусов, 1918б). Признаки карангатских отложений обнаружены также и в других местах Приазовья. Например, в районе Бирючьего острова (Федотова коса) среди современного ракушечника обнаружено большое количество карангатских форм *Cerithium* cf. *vulgatum*, *Pecten ponticus*, *Ostrea*, *Donax*, *Venus*, *Tapes*, *Mytilus* и др. Кроме того, здесь же обнаружены *Paludina*, *Dreissensia*, *Didacna* и другие формы, очевидно, древнеэвксинского возраста. Такая же фауна наблюдается и среди современного ракушечника на южном конце Обиточной косы и в районе Казантина (Акташское озеро Крыма). В указанных местах волнами выбрасывается значительное количество раковин карангатской фауны. Особенно энергично это происходит во время штормов, когда вместе с ракушкой выносятся много окатанных обломков сцементированного ракушечника и песчаника с *Ostrea*, *Pecten*, *Donax* и др.; обломки и целые створки *Cerithium* cf. *vulgatum*, *Pecten*, *Ostrea*, обнаружены в толще современных песчано-ракушечных отложений до глубины 4—6 м (Г. И. Молявко).

Весь комплекс слоев четвертичного возраста в Западном Приазовье имеет заметный уклон к Азовскому морю, а в районе пересыпи Молочного лимана, Федотовой косы и др. отложения, моложе карангатских, залегают значительно ниже уровня моря (до 10—14 м). Несмотря на это, все же наблюдается значительный вынос карангатской фауны на пляжи в течение всей современной эпохи. Наличие карангатских форм среди современных отложений может быть объяснено размывом отложений с карангатской фауной, залегающих, по-видимому, ниже уровня моря, на глубинах, доступных действию волн, так как в естественных обнажениях Западного Приазовья они нигде не встречены.

Приведенные данные, возможно, свидетельствуют о наличии приподнятых участков на дне северо-западной части Азовского моря, где отложения с карангатской фауной подвергаются современному размыву. Не исключена возможность, что эти отложения в большей или меньшей степени могли быть подвержены размыву и в новоэвксинское время.

Новый отдел. Выше карангатских залегают новоэвксинские образования, которые распространены на дне Черного и Азовского морей и на пересыпях лиманов Черноморско-Азовского побережья. Эти отложения описаны А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938). Они представлены песчаными и глинистыми породами. Песчаные осадки занимают узкие полосы вдоль побережий и лишь в северо-западной части моря область, занятая ими, сильно расширяется. На всем остальном пространстве развиты глинистые породы, в средних частях западной половины моря переслаивающиеся с диатомовым илом (Архангельский и Страхов, 1938). Новоэвксинские отложения, согласно А. Д. Архангельскому, содержат фауну следующих родов: *Adacna (plicata)*, *Monodacna (pontica colorata)*, *Dreissensia (polymorpha, rostriformis var. distincta, pontocaspia)*, *Hydrobia caspia*, *Neritina*.

Воды новоэвксинского бассейна были резко опреснены в сравнении с водами карангатского моря. Соленость новоэвксинского бассейна, судя по населяющей его фауне, не превышала солености современных лиманов (Заморий и Молявко, 1946). Новоэвксинские отложения установлены в районах Молочного и Утлюкского лиманов. Представлены они илами и песчаными глинами, часто со значительным количеством растительных остатков и иногда с пресноводной фауной, как это было констатировано в северной части Молочного лимана. Мощность этих отложений достигает 3—4 м. Присутствие *Monodacna* cf. *colorata*, *Adacna*, *Dreissensia* и др. дает основание синхронизировать эти отложения с новоэвксинскими отложениями Черного моря.

Современный отдел. На новоэвксинских отложениях залегают современные с фауной: *Cardium edule* L., *Mitilus galloprovincialis* L. a m., *Syndesmia*, *Venus gallina* L., *Gastrana*, *Solen*, *Cerithium*, *Nassa* и др. Эти отложения в лиманах Азовского и Черного морей, а также на песчано-ракушечных косах и пересыпях представлены песками-ракушняками, глинами и глинистыми песками мощностью от 7 до 14,8 м. Значительная часть этих отложений залегают ниже уровня моря и подстилается позднечетвертичными образованиями. По данным И. Н. Лобанова (1940а), пески кос в основном состоят из слабо окатанных зерен кварца и полевых шпатов. В песках косы Белосарайской нередко наблюдаются прослойки, обогащенные ильменитом. На косах и пляжах побережья Азовского моря встречаются береговые валы, которые большей частью сложены целыми и битыми раковинами современных моллюсков, а также песком и гравием. Здесь часто встречаются гальки кварца, полевых шпатов, кристаллических и метаморфических пород, а также окатанные известковые стяжения, вымытые главным образом из красно-бурых глин.

В западной части Бердянской косы, на территории г. Осипенко, песчано-ракушечные отложения залегают на красно-бурых глинах или на размытой толще гравелистых древнеэвксинских песков. Здесь мощность отложений косы, как это показывает бурение, достигает 7,5—11,5 м. Петрографический состав отложений кос показывает, что главным источником материала для их образования являются плиоценовые и древнеэвксинские пески, интенсивно размываемые в крутых коренных берегах морским прибоем (Лобанов, 1940а).

К современным отложениям относятся также илы района Сивашской низменности, расположенной на юг от степной равнины. В геологическом строении донной части Сивашской низменности принимают участие (сверху вниз): морские илы, континентальные лёссовидные суглинки и морские песчано-глинистые верхнеплиоценовые отложения; последние подстилаются известняками понтического яруса. Мощность илов в Сиваше колеблется от 0,2—0,5 до 12,5 м, в среднем она равна 4—8 м. Как правило, мощность илов в центральной части водоемов наибольшая и в направлении к их берегам постепенно уменьшается; у верховья «засухи»¹ илы иногда выклиниваются. Подстилаются морские илы Сиваша типичными континентальными лёссовидными суглинками, ниже которых залегают верхнеплиоценовые песчаные и песчано-глинистые отложения. На основании изучения илов западного Сиваша можно сделать вывод о двух резко отличных режимах в их образовании. Первый, более древний, когда откладывались зеленоватые и зеленовато-серые, мало засоленные илы с многочисленными водорослями, и второй — более молодой (современный), во время которого образовались и продолжают образовываться еще и сейчас сильно засоленные илы, светло-сизого и оливково-сизого цвета, с незначительным количеством водорослей.

По механическому составу илы западного Сиваша сильно глинистые плотные, почти водонепроницаемые и являются благоприятными грунтами для развития на них промышленного бассейнового хозяйства. Наиболее благоприятными в этом отношении в западном Сиваше являются заливы, а именно: Кугаранский, Ярошикский, Сергеевский и Алгазинский, имеющие равнинное дно, сложенные глинистыми, плотными и почти водонепроницаемыми илами (за исключением небольших участков), незначительные глубины и высокую годовую концентрацию рапы. Эти заливы глубоко врезаются в сушу, имеют неширокие проливы в местах их соединения со средним Сивашом и могут быть путем постройки небольших плотин легко отделены от Сиваша и превращены в громадные подготовительные испарительные бассейны для будущих химических комбинатов.

Ниже приводится стратиграфическая таблица четвертичных отложений Причерноморской впадины (табл. 125).

Четвертичные отложения Волыно-Подольской плиты

Четвертичные отложения в пределах Волыно-Подольской плиты представлены следующими генетическими разновидностями: ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными и аллювиально-озерными, эоловыми, элювиально-делювиальными, элювиальными и делювиальными.

Ледниковые отложения (Q_{II} gl) распространены к северу от границы максимального (днепровского или рисского) оледенения. Они представлены моренными валунными суглинками красновато-бурого цвета. Морена покрывается лёссом и лёссовидными суглинками, элювиально-

¹ Под «засухой» следует понимать донную часть Сиваша у его берегов и заливов, освобождающуюся летом от воды вследствие интенсивного испарения.

делювиальными суглинками (в верховье р. Днестра), флювиогляциальными песчаными отложениями (в районе Полесья); только на незначительных по величине площадях морена островами выступает на дневную поверхность. Подстиляется она флювиогляциальными и озерными осадками или коренными породами. Время образования морены связывается с днепровским (рисским) оледенением.

Флювиогляциальные отложения имеют широкое распространение в зандровой зоне. Они представлены толщей песков разной зернистости, с прослоями и линзами гравийных песков, а также примесью гальки кристаллических и осадочных пород. На некоторых участках в их толще встречаются прослойки суглинков и песчаных глин. Мощность флювиогляциальных отложений обычно до 3—6 м, местами 10 м и более. Формирование толщи флювиогляциальных отложений относится к среднему и новому отделам. В зандровой зоне Полесья флювиогляциальные песчаные и песчано-глинистые отложения водораздельных равнин трудно отличимы от аллювиальных песчаных и песчано-глинистых осадков террас речных долин, а поэтому на карте четвертичных отложений они обозначены как комплекс флювиогляциальных и аллювиальных отложений среднего и нового отделов (рисского и вюрмского возраста).

Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения распространены в долинах рек и балок Волыно-Подольской плиты. Они встречаются во всех четырех отделах четвертичной системы.

К древнему отделу относятся пески и галечники высоких террас р. Днестра, залегающие в основании элювиально-делювиальных лёссовидных суглинков на коренных породах.

К среднему отделу принадлежат песчано-галечные отложения третьей (рисской) террасы Днестра, прикрытые лёссовидными суглинками и подстилающиеся коренными породами. Сюда же относится аллювий речных террас других рек района, покрытый одним или двумя горизонтами лёсса или лёссовидных суглинков. Этот аллювий представлен разнозернистыми песками с прослойками суглинков.

К новому отделу относится аллювий, подстилающий лёсс и лёссовидные суглинки однолессовых террас, а также аллювий песчаных террас. Аллювий нового отдела представлен песчаными и песчано-глинистыми слоистыми породами мощностью от 2 до 15 м и более. Местами аллювий покрывается озерными суглинками небольшой мощности.

К современному отделу относятся песчаные и песчано-глинистые аллювиальные отложения пойменных террас рек, ручьев, балок и болот. Аллювий представлен серыми, грязно-серыми и охристо-серыми разнозернистыми слоистыми песками, нередко с прослоями гравийных песков и примесью гальки, а также с прослоями и линзами глинистых песков, суглинков и глин. Мощность современных аллювиальных отложений колеблется от 3 до 20 м и более.

Золотые отложения представлены лёссом и лёссовидными суглинками, имеющими широкое распространение в районе Волыно-Подольской плиты. Лёссовая толща разделяется одной ископаемой почвой на два горизонта и только в районе Авратинской возвышенности — двумя ископаемыми почвами на три горизонта. По возрасту эта толща относится к среднему и новому отделам; более древние лёссовые осадки, по-видимому, не сохранились. По гранулометрическому составу лёсс соответствует среднему суглинку, в северной части Волыно-Подольской плиты лёсс представлен более песчанистыми разностями. На лёссовых террасах речных долин лёсс и лёссовидные суглинки более песчанистые, чем на водораздельных равнинах.

Стратиграфия четвертичных отложений района Причерноморской впадины

Отделы четвертичной системы	Континентальные образования				Морские и лиманно-морские образования
	Эоловые отложения	Элювиальные отложения	Аллювиальные отложения	Делювиальные отложения	
Современный Q _{IV}	Дюнные пески на бортовых (песчаных) террасах рек Причерноморской впадины	Современная почва	Современные аллювиальные песчаные и песчано-глинистые осадки пойменных террас рек и балок	Делювий склонов речных долин и балок	Современные морские и лиманно-морские отложения Сиваша, лиманов Причерноморья и Приазовья, а также песчано - ракушечных кос и пересыпей
Новый Q _{III}	Лёсс первого горизонта (W)	Ископаемая почва W-интерстадиала на Каспийской террасе. Ископаемая почва RW-интергляциала. Погребенные торфяники окрестностей г. Херсона и Николаева	Песчаные и песчано-глинистые осадки бортовых (песчаных) террас и аллювий однолессовых террас речных долин, подстилающий лёсс первого горизонта	Делювий склонов речных долин и древних балок	Новозэвксинские отложения на северном побережье Черного и Азовского морей с <i>Adacna picata</i> , <i>Monodacna pontica</i> , <i>M. colorata</i> , <i>Dreissensia polymorpha</i> , <i>D. rostriformis</i> var. <i>distincta pontocaspia</i> , <i>Hydrobia caspia</i> . и др. Карангацкие отложения с <i>Cardium tuberculatum</i> , <i>Cerithium vulgatum</i> Хаджибейского лимана и Азовского моря (у г. Генгическа)
Средний Q _{II}	Лёсс второго горизонта (R)	Ископаемая почва MR-интергляциала	Песчаные и песчано-глинистые делювиальные отложения двулессовых террас речных долин, подстилающие лёсс второго горизонта	Делювий склонов речных долин и древних балок	Узуларские отложения с <i>Cardium edule</i> L., <i>Synedemia ovata</i> Phil., <i>Mytilus</i> и др.

Древний Q ₁	Лёсс третьего горизонта (M ₁). Лёсс четвертого горизонта (M ₁₁)	Ископаемая почва миндельского интерстадиала	Древние речные песчано-глинистые осадки с фауной <i>Paludina</i>	Делювий склонов речных долин и древних балок	Древневизантские отложения северного побережья Черного и Азовского морей с <i>Dicada crassa</i> Eichw., <i>Dreissensia polymorpha</i> v. <i>fluvialis</i> Pall., <i>Paludina diluviana</i> Kupth.
Верхний плиоцен (куяльник + чауда)		Красно-бурые глины			Верхнеплиоценовые песчано- и песчано-глинистые отложения северного побережья Черного и Азовского морей
Средний плиоцен (кимерий)		Красно-бурые глины			Кимерийские песчаные отложения с «табачным камнем» и песчано-глинистые отложения

А. И. Набоких (1915б) назвал лёсс Вольно-Подольи — лёссом юго-западного типа. Этот лёсс, по его данным, характеризуется повышенной песчаностью, серовато-палевым цветом, обилием охристых пятен и бобовинок. В пределах лёссовой зоны Вольно-Подольской плиты выделяется озерный лёсс, связанный с первым, вторым и третьим горизонтами золотого лёсса водораздельных равнин: чаще всего он встречается в древних впадинах и на речных террасах.

Озерный лёсс (вернее лёссовидный суглинок) характеризуется серовато-сизым, голубым и даже зеленоватым цветом, наличием многочисленных железисто-марганцевых бобовинок, ржаво-охристых пятен и прослоек, присутствием известковистых конкреций и пресноводных моллюсков, более или менее однородным гранулометрическим составом и прослойками мелкозернистого песка.

Элювиально - делювиальные отложения. Эти отложения представлены лёссовидными суглинками, часто слоистыми и грубыми по гранулометрическому составу, нередко содержащими включения карпатской гальки. Распространены они в бассейне р. Днестра.

По данным Р. Р. Выржиковского (1933), на водоразделах и участках, к ним прилегающих, элювиально-делювиальные отложения имеют более грубый гранулометрический состав. Там они содержат включения песка и галек, количество которых вниз по склону уменьшается; на террасах делювиальные отложения приобретают вид типичного лёсса.

Вопрос о распространении лёсса в Приднестровье является спорным. Одни авторы (В. И. Крокос, Г. Ф. Лунгерсаузен и И. А. Лепикаш) признают распространение лёсса в Приднестровье; другие (А. И. Набоких и Р. Р. Выржиковский) отрицают. Некоторыми авторами высказы-

вается предположение о том, что на этой площади лёсс, возможно, и был, но позднее он размыт.

Наиболее правдоподобно предположение А. И. Набоких, относящего территорию Приднестровья к безлессовому району, где четвертичные лёссовидные породы имеют элювиально-делювиальное происхождение.

Толща элювиально-делювиальных лёссовидных суглинков относится к двум отделам четвертичной системы — к среднему и новому.

Остается не достаточно ясным вопрос о так называемой карпатской гальке. Северо-восточная и восточная граница распространения этой гальки показана на карте четвертичных отложений. Вопросу о происхождении карпатской гальки посвящено много работ. А. И. Набоких высказывает предположение о ее приносе с Карпат (откуда и ее название «карпатская») водами Днестра. А. В. Красовский и В. И. Крокос в 1915 г. высказывали предположение о связи распространения на Подольи карпатской гальки с местным оледенением в Карпатах. По мнению Р. Р. Выржиковского, эта галька образовалась из пород разрушенного древнего горного массива, входящего в состав горной системы, который был похоронен новыми складками Карпат.

Местное оледенение, с которым, вероятно, связано происхождение карпатской гальки, имело место в конце плиоцена и в начале четвертичного периода. Позднейшими водными потоками карпатская галька, по-видимому, была переотложена и из места коренного залегания попала в лёсс.

Элювиальные отложения. К элювиальным отложениям относятся продукты выветривания коренных карбонатных дочетвертичных пород, сохранившихся на месте своего образования. Как почвообразующие породы они особенно широко распространены на Волыно-Подольской плите в виде отдельных островов и вытянутых узких полос в приречных участках плато почти во всех западных областях УССР. Элювиальные образования покрывают вершины толтрового кряжа, а также меловые отложения на тех участках, где эти породы выступают на дневную поверхность.

Делювиальные отложения. Делювиальные осадки залегают в нижних и средних частях склонов эрозийной сети (речных долинах и балках) Волыно-Подольской плиты, а также на склонах толтр. Они представлены слоистыми суглинками, содержащими в области развития третичных известняков и мела частые включения неокатанных обломков щебня. В зандровой зоне делювиальные осадки сложены песчаными и песчано-глинистыми породами, также с включением обломков щебня коренных пород на тех участках, где они выступают на склонах на дневную поверхность.

ВУЛКАНИЗМ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Магматическая деятельность на территории платформенной части УССР проявилась с особой силой в докембрии в процессе формирования складчатого фундамента, слагающего Украинский кристаллический массив. В значительно меньшей степени она сопровождала формирование палеозойских структур. В мезокайнозой имели место лишь отражения тектоно-магматических и вулканических процессов, проходивших в пределах Крымско-Кавказской зоны и Карпатской дуги, о чем свидетельствуют слои вулканического пепла, известные из третичных и четвертичных отложений на севере Причерноморской впадины и наличие андезитовых туфов среди юрского комплекса Донбасса (Усенко и Ямниченко, 1952).

Следы широкого проявления магматизма прослежены в карбоновых отложениях Донбасса. Здесь часто встречаются магматические породы в виде секущих тел, даек и штоков (район Волновахи и др.). Они представлены кварцевыми порфирами, спиллит-кератофирами и щелочными камптонитами. Возраст этих жильных пород, рассекающих каменноугольную толщу, был долгое время предметом дискуссии. Рядом исследователей высказывались предположения о герцинском или кимерийском их возрасте. В настоящее время возраст жильных кварцевых гранит-порфиров с. Новотроицкого определен в 230 млн. лет, что свидетельствует о принадлежности их к герцинскому вулканизму. Это, однако, не исключает возможности встретить более молодые вулканические проявления, особенно на северной окраине Донбасса.

В Донбассе известны также гидротермальные образования, связанные с глубинными магматическими процессами; они развиты главным образом вдоль оси главного антиклинала и представлены кварцевыми и кварцево-анкеритовыми жилами с полиметаллическим и ртутным оруденением.

Вулканические процессы в послекембрийское время проходили, как в открытой части Донбасса, так и в пределах Днепровско-Донецкой впадины. В зонах разломов и купольных структур этой впадины скважинами во многих местах вскрыты диабазы и другие эффузивные породы. Ряд исследователей допускает, что внедрение их связано с тектоническими движениями, в основном сформировавшими эти структуры уже в домезозойское время. Эти движения и связанные с ними вулканические проявления, возможно, продолжались и в последующие геологические периоды. Тем не менее несомненно, что диабазы, вынесенные с больших глубин в процессе образования соляных куполов, являются девонскими.

В девонский период вулканические излияния начались примерно в конце среднего девона и продолжались с перерывами до конца верхнего девона. С этими процессами связано образование преимущественно основных пород базальто-порфиритового ряда и, частично, кислых — ортофиров, абсолютный возраст которых составляет 290 млн. лет.

В силуре вулканические проявления известны в виде трахитовых туфов, которые встречены среди известняков, выступающих в Львовско-Люблинской впадине (район г. Сокаль). Под нижним кембрием в острожской свите Львовско-Люблинской впадины известны мощные эффузивно-туфовые толщи. Они представлены базальтами, диабазами, спиллитами, трахидолеритами и трахитовыми туфами. Возникновение этой вулканической области связано с формированием к западу от кристаллического массива прогиба и ряда разломов. По времени проявления вулканические процессы могут быть условно отнесены к рифею — границе между протерозоем и нижним кембрием. Абсолютный возраст их определен в 456 млн. лет.

В пределах Украинской ССР абсолютный возраст пород, генетически связанных с вулканическими процессами, характеризуется следующими цифрами: неогеновые риолиты Закарпатья — 27 млн. лет; кварцевые порфиры карбона Донбасса — 230 млн. лет; ортофиры девона юга Донбасса — 290 млн. лет; базальты рифея западного склона кристаллического массива — 456 млн. лет.

Вулканические породы Волыно-Подольской плиты

По данным прежних исследователей, серия вулканогенных пород прослеживается в бассейне р. Горыни к северо-востоку от г. Ровно до р. Стыри, т. е. примерно на протяжении 65 км в виде полосы северо-

западного направления шириной в среднем около 10 км. В состав ее входят базальты, долериты и подстилающие их туфовые отложения. Мощность всей толщи достигает местами 120 м. Верхний базальтовый горизонт мощностью 20—40 м не имеет сплошного развития, но составляет отдельные, частью выступающие на поверхность массивы площадью 5—60 км² и, как установлено в районе Мутвицы, состоит по крайней мере из двух наслоений, разделенных пузырчатой лавой.

По вопросу о соотношении базальтов и туфовых образований существует мнение, что последние связаны с трахитовой магмой, излияние которой относится к тому же вулканическому циклу, что и излияния базальта, но к более ранней его фазе (Самсонович, 1936б). Это мнение основано на отсутствии в туфах продуктов базальтовой магмы, а также на том, что в них обнаружены гальки и крупные глыбы трахитовой лавы (Токарский — J. Tokarski, 1929). Существует также предположение, что между излияниями трахитов и базальтов был значительный перерыв, так как туфовый материал, находящийся ныне, по мнению Ю. Токарского (1938), во вторичном залегании, до своего перетложения претерпел заметную латеризацию.

О возрасте эффузивов мнения разных исследователей расходятся. Затруднение при решении этого вопроса заключается главным образом в отсутствии надежного стратиграфического горизонта, при помощи которого можно было бы определить возраст вмещающих осадочных образований.

В последние годы в связи с бурением, произведенным Углеразведкой в треугольнике Брест—Кобрин—Малорита получены новые достоверные сведения относительно распространения пород вулканической серии, их состава и стратиграфического положения среди древних осадочных образований. Тремя скважинами в этом районе, на глубине до 300 м, под толщей нижнепалеозойских осадков были вскрыты вулканогенные породы — палеобазальты, трахидолериты, спилиты и их туфы и туфолавы. Взаимоотношение этих пород иллюстрируется нижеприведенными разрезами скважин.

Разрез скв. 505 (в 28 км к юго-юго-востоку от г. Бреста).

	Мощность в м
Палеобазальт с миндалекаменной структурой	2,2
Спилит миндалекаменный, приближающийся к трахитам	3,65
Палеобазальт	3,5
Спилит миндалекаменный с некоторым уклонением в сторону трахитов, переслаивающийся в нижней части с туфами	15,35
Палеобазальт	9,6
Туф	4,45
Палеобазальт миндалекаменный	9,5
Туф	4,45
Спилит миндалекаменный	10,0
Туф	6,66
Спилит	2,0
Палеобазальт	11,85
<hr/>	
Вскрытая мощность всей толщи	83,21

Разрез скв. 506 (в 35 км к юго-востоку от г. Бреста).

	Мощность в м
Туфогенные отложения с тонкими прослойками аркозового песчаника	18,7
Туф (туфолава)	15,5
Палеобазальт	55,7
Трахидолерит миндалекаменный с прослоями туфа и в нижней части с прослоями пузырчатой лавы спилитового характера	18,4
Трахидолерит	9,5
Палеобазальт	10,9
Туф и в нижней части спилит	2,0
Трахидолерит миндалекаменный	8,7
Спилит миндалекаменный, переходящий в трахидолерит и еще ниже в палеобазальт	4,5
Палеобазальт	4,5
Вскрытая мощность всей толщи	
	148,4

Характерной особенностью эффузивов является прежде всего их внешний миндалекаменный облик, своеобразие которого обусловлено наличием иногда в чрезвычайно большом количестве мелких и величиной с горошину миндалин, заполненных преимущественно сферолитами хлорита, реже талька и анальцима. Надо отметить, что миндалекаменная структура свойственна больше спилитам и трахидолеритам, чем типичным палеобазальтам. Основная масса афанитовая; под микроскопом обнаруживается ее микродиабазовая, интерсертальная и витрофировая структура, причем первая более характерна для палеобазальтов и трахидолеритов, особенно для центральных участков более мощных наслоений, тогда как интерсертальная и витрофировая структуры свойственны спилитам, частично трахидолеритам, образующим либо шлаковые зоны базальтовых наслоений, либо самостоятельные прослои, разделенные туфовыми образованиями. Следует отметить, что две последние структуры часто имеют реликтовый характер, так как стекловатый базис, свойственный им, в большинстве случаев раскристаллизован с образованием агрегата кристаллитов.

Минералогический состав пород довольно однообразен; общими компонентами их являются: плагиоклаз, пироксен, хлорит, частично биотит и рудные минералы.

Плагиоклаз образует микролиты и редко мелкие вкрапленники. Результаты измерения плагиоклазов на столике Федорова приводятся в табл. 126.

Таблица 126

Результаты измерения плагиоклазов

Название породы	Координаты			Плоскость, спайность или закон двойникования	№ = PI	Примечание
	BNg	BNm	BNp			
Палеобазальт	56	38	74	(101)	50—51	Микролиты
"	26	67	82	(010)	48	"
"	33	61	77	Альбит	55	Вкрапленник
Трахидолерит	11	79	87	(010)	31	"
"	13,5	76	87	(010)	13	Микролиты
Спилит	10	80	85	Альбит	8—10	Вкрапленник

Пироксен представлен авгитом с $\angle CNg = 46^\circ$ и $2V = +51-54^\circ$.

В центральных участках некоторых базальтовых наслоений (скв. 506, глубина 300 м) присутствует также пижонит с $\angle CNg = 42^\circ$ и углом оптических осей, изменяющимся от 0 до $+12^\circ$. По направлению

к периферической шлаковой корке пижонит постепенно исчезает, уступая место авгиту. Хлорит является чрезвычайно характерной составной частью эффузивов и присутствует не только в миндалинах, но и в основной массе. Кроме того, существенной составной частью трахидолеритов и, частично, спилитов является калиевый полевой шпат. Последний в обычных трахидолеритах представлен ортоклазом, выступающим в ядрах микролитов или мелких вкрапленников плагиоклаза в виде своеобразных антипертитовых образований. Угол оптических осей колеблется от $+77$ до -98° . Вместе с тем в некоторых разностях пород присутствует явный санидин в виде микролитов и вкрапленников, сдвойникованных по карлсбадскому закону и с непостоянным углом оптических осей, изменяющимся от -32 до -21° и ниже.

Химический состав эффузивов, по данным химической лаборатории Института геологических наук АН УССР, а также пересчеты по методу Заварицкого приводятся в табл. 127 и 128.

Таблица 127

Химический состав эффузивов

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1.	49,04	1,99	10,79	5,49	11,61	0,30	5,54	9,38	1,34	0,52	—	0,13	2,00	1,56	100,22
2.	47,44	2,49	12,76	8,30	9,05	0,31	5,64	7,00	3,31	0,51	0,18	0,28	0,60	1,74	99,61
3.	56,74	1,64	16,52	4,44	4,31	0,11	1,76	4,95	5,78	2,04	—	0,21	0,33	0,84	99,67
4.	51,49	1,83	10,23	7,84	9,20	0,43	6,32	4,09	3,99	0,53	—	0,23	0,98	2,97	100,13
5.	44,89	1,71	13,35	7,43	7,33	0,56	11,50	1,12	4,43	0,34	—	0,25	0,92	5,26	100,09
6.	49,68	1,70	11,37	13,71	4,91	0,03	5,79	1,04	0,06	5,20	—	0,22	1,70	4,61	100,02

1—базальт; 2—базальт; 3—трахидолерит; 4—спилит; 5—спилит; 6—трахидолерит.

Таблица 128

Пересчет анализов эффузивов по методу Заварицкого

	a	c	b	s	a'	f'	m'	l'	n
1.	5	4,8	32,2	58	—	49,9	29,3	20,8	86,1
2.	8,1	4,7	30,0	57,2	—	54,2	32,3	13,5	91,4
3.	15,8	2,7	14,6	66,1	—	56,0	21,0	23,0	81,0
4.	9,3	2,1	29,1	59,5	—	54,0	36,3	9,7	92,8
5.	9,9	1,3	37,5	51,3	13,2	36,0	50,8	—	96,0
6.	7,8	1,3	32,0	59,0	16,5	52,3	31,2	—	1,8

Из данных, приведенных в таблицах, видно, что палеобазальты укладываются в пределы обычной химической характеристики, свойственной породам этой группы. Спилиты и трахидолериты тесно связаны с палеобазальтами и составляют две их ветви — натриевую и калиевую, с сильным приближением некоторых представителей последней ветви в сторону трахитов. Как правило, основная масса эффузивов характеризуется высоким содержанием окиси магния и железа.

Исходя из вышеизложенного, можно полагать, что вулканические породы района Брест—Кобрин—Малорита являются типичными представителями подводных лавовых излияний. По форме залегания они представляют собой лавовый поток или покров с перемежающимися внутри его однообразными и различными по своим петрохимическим особенностям наслоениями последовательных извержений.

Как уже сказано, в результате недавно проведенных в этом районе исследований получены новые данные о стратиграфическом положении

толщи вулканогенных пород среди древних осадочных образований. По данным П. Л. Шульги в низах палеозоя залегают зеленатоватые сланцеватые глины, сопоставляемые со сходными образованиями нижнего кембрия Прибалтики. Ниже их залегает серия слоистых кластических образований, состоящая из аркозовых песчаников, переслаивающихся со слюдистыми алевролитами. Серия заканчивается туфогенными отложениями, содержащими тонкие прослойки аркозового песчаника, под которыми залегает уже верхний туфовый горизонт вулканогенной толщи. Всю эту серию П. Л. Шульга относит к острожской серии Волини. Сравнивая между собой вулканогенные образования Бреста и р. Горыни, не трудно заметить некоторые общие признаки, позволяющие их сопоставить.

Одним из таких общих признаков является приуроченность вулканических проявлений к одной линии северо-западного направления, правда, с некоторым смещением положения эффузивов Бреста к западу; это возможно связано с соответствующим дугообразным изгибом зоны разрывов, вдоль которой приходило излияние магматических масс, или же с наличием в ней позднейших осложнений в форме поперечных сдвигов.

Вторым признаком является сходство кластических осадков, покрывающих эффузивы.

Наконец, не менее важным признаком является наличие в составе эффузивов обоих районов дифференциатов трахитового характера.

Наряду с этим имеются отличительные особенности, из которых наиболее существенной, на первый взгляд, кажется та, что эффузивы Бреста обладают типичным палеотипным обликом в связи с интенсивными вторичными изменениями минералогического состава, тогда как породы р. Горыни характеризуются сравнительно большей свежестью. Между тем петрографическое исследование показывает, что вторичным изменениям, выражающимся хлоритизацией первичных минералов, больше подвергаются миндалекаменные разновидности пород. Есть, например, указания (Самсонович, 1939б) на то, что встреченные в некоторых местах района р. Горыни пузырчатые лавы содержат в значительном количестве хлорит; с другой стороны, известны разновидности эффузивов Бреста, особенно в более мощных наслоениях, в которых и хлорит, и миндалины почти отсутствуют.

Таким образом, при одинаковой качественной стороне вторичных процессов изменения в эффузивах обоих районов, мы имеем лишь вариации интенсивности этих процессов, причем восприимчивость к таким изменениям, по-видимому, в значительной мере обуславливается структурными особенностями пород.

Вышеизложенное дает основание полагать, что эффузивы Бреста и р. Горыни представляют собой разновозрастные образования, относящиеся к одному периоду вулканической деятельности.

Что касается точного определения возраста эффузивов, то в этом вопросе в настоящее время встречаются затруднения.

Анализ всего предыдущего и новейшего материала дает достаточное основание не соглашаться с предположениями польских геологов о силурійском или более молодом возрасте эффузивов.

Ссылки некоторых исследователей (Суйковский, 1939) на наличие к востоку от г. Дубно прослоев туффита, в так называемых скальских известняках готланда, как на факт, подтверждающий вулканическую деятельность в силуре на Волини, являются несостоятельными. Исследование П. Л. Шульгой новейших материалов бурения показало, что эти туффиты и территориально, и по условиям залегания не связаны

с основной вулканической зоной. Так, кроме упомянутого выше пункта, они были встречены в с. Гораны Головянского района Волынской области и в 55 км западнее г. Ковеля, где образуют сравнительно тонкие (до 60 см) прослой в верхнесилурийском (скальском) известняке.

Приведенные в табл. 129 данные химического анализа и параметры Заварицкого подтверждают трахитовый характер этих вулканических продуктов.

Таблица 129

Химический состав туффигов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
54,16	0,38	19,77	0,29	0,74	4,81	1,49	0,36	7,04	0,63	4,95	4,85	99,77
<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>				
11,4	1,9	22,0	64,7	65,6	4,9	38,6	—	7,5				

Учитывая отсутствие на Волыни достоверных верхнесилурийских эффузивов, можно предположить, что эти туффигов связаны с вулканической деятельностью в соседних районах.

С другой стороны, анализ всего материала дает основание полагать, что проявление вулканической деятельности на Волыни относится к периоду отложения, так называемой острожской серии пород.

Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины

Эффузивы Днепровско-Донецкой впадины изучены слабо. В литературе упоминаются главным образом исачковские диабазы. Сведения о них приводятся в работах Н. Д. Борисяка (1867а), В. Блюмеля (1867), К. М. Феофилактова (1875, 1876б), Е. Соломко (1884), А. В. Гурова (1888), П. Я. Армашевского (1889, 1903а) и др.

В дореволюционное время наиболее обстоятельно исачковские диабазы были изучены И. А. Морозевичем. В своей работе он дает геологическое описание и результаты их микроскопического изучения, а также химические анализы. Форма залегания этих пород И. А. Морозевичем определена как дайковая. Им высказано предположение, что диабазы Исачек могут быть разновозрастными с базальтами Берестовца. Особого внимания заслуживает работа В. Н. Чирвинского (1928) по дайково-эффузивным породам Волыни. В этой работе на основании анализа собственных наблюдений и литературных данных автор пришел к выводу, что дайково-эффузивные породы Волыни, Исачковского холма и бассейна р. Мокрая Волноваха находятся в одной тектонической зоне, территориально совпадающей с зачаточным краем Карпинского.

В истории изучения Днепровско-Донецкой впадины большое значение имеет работа Н. С. Шатского (1931), в которой строение Исачковского и Роменского поднятий, в противоположность мнению предшествующих исследователей, рассматривается с тектонических позиций.

Н. С. Шатский пришел к заключению, что породы, слагающие эти поднятия, залегают в виде штоков, происхождение которых обусловлено солянокупольной тектоникой. По его мнению, диабазы этих штоков вынесены интрузией соли и находятся во вторичном залегании. Такого же взгляда на механизм появления диабазов в солянокупольных структурах, в частности Исачковской и Роменской, придерживается и А. М. Куцыба (1937). Образование соли и диабазов он относит к девону.

В. А. Сельский (1940) в работе, посвященной тектонике Днепровско-Донецкой впадины, в противоположность Н. С. Шатскому и А. М. Куцыбе, считает, что небольшие массы соли, содержащиеся в девонских отложениях, не достаточны для образования структур, подобных Роменской; недостаточны они, с его точки зрения, также и для выноса на поверхность диабазов. По мнению В. А. Сельского, региональные тектонические движения были причиной излияния диабазов, которые, заполнив углубление в кристаллическом массиве, продолжали подниматься по трещинам на поверхность; вслед за ними, захватывая по пути куски встреченных пород, двигалась также соль, выведенная из состояния покоя тектоническими движениями и движением диабазов. Иначе говоря, по В. А. Сельскому, не соль вынесла на поверхность диабазы, а диабазовая интрузия создала благоприятные условия для внедрения соли и формирования солянокупольных структур.

Значительным шагом вперед в познании особенностей тектонического строения Днепровско-Донецкой впадины была работа В. Г. Бондарчука (1946б), использовавшего довоенные материалы. В этой работе образование эффузивов Днепровско-Донецкой впадины рассматривается как результат колебательных движений, вызвавших разломы, по которым шло опускание кристаллического фундамента и излияние в девоне основной лавы на поверхность. Исходя из анализа геофизических данных, автор приходит к выводу, что базальтовые породы образуют разобщенные покровы, под которыми залегают соленосная девонская толща. В. Я. Клименко (1950), анализируя условия образования солянокупольных структур, заключает, что диабазы соляных куполов образовались в уральскую фазу тектогенеза в результате внедрения диабазовой магмы в осадочную толщу по линии разломов в кристаллическом фундаменте. Вслед за В. А. Сельским он считает, что диабазовая магма, прорвав отложения девонского и каменноугольного возраста, создала пути для движения соли. По В. Я. Клименко «соль, двигаясь вслед за диабазами, вынесла их на себе в виде глыб и диабазовой брекчии».

Таким образом, как это видно из обзора главных литературных источников, характеризующих вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины, имеются только отрывочные данные, касающиеся общих условий их образования, а также некоторые петрографические сведения, относящиеся исключительно к диабазам Ромен и Исачек. В настоящее время благодаря крупным разведочным работам, выполненным различными организациями в послевоенные годы, накопился большой фактический материал по вулканогенным породам Днепровско-Донецкой впадины. Ниже приводятся некоторые результаты изучения этого материала.

Вулканогенные породы в Днепровско-Донецкой впадине распространены довольно широко. Кроме известных выходов их на дневную поверхность в Исачках и Ромнах, они обнаружены при разбурировании ряда солянокупольных структур, а именно: Дмитриевской, Роменской, Логовиковской, Исачковской, Ромодановской, Радченковской и Полтавской; обнаружены они также и Черниговской опорной скважиной.

Диабазы Роменской структуры вскрыты эрозией на северо-восточной окраине с. Засулье (гора Золотуха). Кроме того, они обнаружены главным образом в виде брекчии и крупных глыб многочисленными скважинами. Около с. Засулье карьером вскрыты сильно трещиноватые, темно-серые с переходами в зеленовато-серые диабазы, ожелезненные по трещинам. Покрывающими породами служат палево-желтые суглинки мощностью около 2 м. В Роменской структуре скважинами вскрыты главным образом диабазовые брекчии.

Пространственное размещение точек залегания диабазов (в виде крупных глыб и брекчии) дает основание сделать заключение, что Роменский соляной шток со всех сторон облекает покров тектонических брекчий; ширина этого покрова 150—200 м, мощность 400—500 м. Состав брекчий полимиктовый — они сложены обломками диабазов, известняка и глинистых пород, по-видимому, девонского и каменноугольного возраста.

Диабазы Роменской структуры — это главным образом афировые мелкозернистые породы с эфитовым соотношением составных частей; афанитовые разновидности с интерсертальной структурой среди них встречаются редко. Следует также отметить, что среди диабазов горы Золотухи наблюдаются разновидности, содержащие мелкие оплавленные включения основных эффузивов типа базальта, что может в известной мере рассматриваться как показатель покровного их залегания; однако надо иметь в виду, что такого характера обломки могли быть захвачены при прорыве нижележащих толщ магм, образовавшей силлевые формы залегания диабазов.

Диабазы Логовиковской солянокупольной структуры обнаружены только бурением. Из тринадцати скважин, пробуренных в пределах этой структуры, диабазовая брекчия была вскрыта только пятью. Согласно данным разведки, диабазы залегают в виде брекчии и отдельных более или менее крупных глыб в верхней части купольной структуры среди третичных отложений. Диабазы Логовиковской солянокупольной структуры — это большей частью темно-серые, мелкозернистые (близкие к среднезернистым), сильно трещиноватые породы. Трещины обычно выполнены карбонатом, пиритом, иногда серой, гипсом. Тонкозернистые разновидности с пилотакситовым соотношением минералов встречаются сравнительно редко. В состав брекчии, кроме обломков диабазов, входят обломки битуминозных известняков, глинистых пород, аркозовых песчаников, гипсов, ангидритов; некоторые из них содержат верхнедевонскую фауну.

Согласно построению В. Я. Клименко, отношение брекчиевой зоны к соляному штоку в Логовиковской структуре такое же, как и в Роменской структуре: диабазовые брекчии окаймляют соляной шток.

Диабазы Исачковской солянокупольной структуры в ряде мест выходят на дневную поверхность. В частности, диабазы разрабатываются в нескольких местах населением для местных нужд у подножья Исачковского холма, где они обнажаются под лёссовидными суглинками. Диабазы этих обнажений сильно выветрелые и по существу превращены в дресву. Кроме того, при разбуривании Исачковской соляной структуры диабазы вскрыты многими скважинами.

В соответствии с представлениями В. Я. Клименко, в Исачковской солянокупольной структуре брекчиевидные породы, содержащие обломки диабазов, образуют вокруг соляного штока сплошное кольцо, мощность которого измеряется десятками метров, т. е. здесь наблюдается картина, аналогичная Роменской структуре. Диабазы Исачковской солянокупольной структуры — это главным образом среднезернистые породы; мелко-

зернистые и стекловатые разновидности пользуются ограниченным распространением, но наблюдаются участки, сложенные обломками среднезернистого диабаз, сцементированного стекловатой лавой. Последние должны быть отнесены уже к туфолавам.

Диабазы Ромодановской структуры вскрыты только одной скважиной. По геофизическим данным, а также данным бурения Ромодановская структура является типичной соляной структурой, аналогичной Исачковскому соляному куполу, расположенному в 10 км к северо-западу от нее.

Диабазы в этой структуре залегают на различных глубинах также в виде брекчии. Последняя зона диабазовой брекчии мощностью в 3,5 м вскрыта скважиной на глубине 231,45—235,00 м под глинисто-мергелистой брекчией. Эта диабазовая брекчиевая толща лежит непосредственно на каменной соли. Диабазы Ромодановской солянокупольной структуры представлены большей частью мелкозернистыми разновидностями, образующими довольно часто переходы в базальты, характеризующиеся микрофировыми, интерсертальными или гиалопилитовыми структурами. Особенностью вулканических пород Ромодановской структуры является также и то, что в вулканогенной толще обнаружены туфы, состоящие из обломков диабаз, сцементированных карбонатным цементом, содержащим также большое количество обломков плагиоклаза, пироксена, амфибола и рудных минералов. Обломочный материал этих туфов, несомненно, является продуктом дизентеграции ниже залегающих диабазов. Факт залегания туфов среди диабазов свидетельствует о том, что по крайней мере часть диабазов относится не к гипабиссальной, а к излившейся фации; тела, сложенные ими, должны рассматриваться как покров. Сам покров, вероятно, образовался в результате многократного излияния; это подтверждается перемежаемостью пород, обладающих различными структурами.

Стекловатые базальты, залегающие в нижней части первой диабазовой зоны, также, по-видимому, образовались в результате многократного излияния лавы на поверхность. Такой вывод подтверждается наличием тех же диабазовых туфов в середине базальтовой части этой зоны. Образование пород, несомненно, шло в условиях быстрого понижения температуры. Этим собственно и может быть объяснено наличие в них большого количества стекла.

Диабазы Радченковской солянокупольной структуры в виде брекчии обнаружены Лейковской скважиной на четырех интервалах глубины. На небольшой глубине они встречены также в виде отдельных обломков.

Диабазы первого интервала сильно хлоритизированы, во втором интервале они более свежие, еще менее изменены они в третьем и четвертом интервалах. Вскрытые диабазы входят составной частью в глинистую брекчию, которая в Лейковской скважине подстилается солью. В пределах Радченковской структуры такая же диабазовая брекчия встречена Котляревской скважиной.

Диабазы Полтавской структуры вскрыты скважиной № 2-р на глубинах 2160—2174 м, 2236—2270 м и 2332—2335 м. Во всех трех интервалах они залегают среди девонских отложений, представленных в главной своей массе галитом.

Диабазы первого интервала — это чрезвычайно мелкозернистые породы, обладающие микрофировой структурой. Диабазы второго и третьего интервалов представляют собой почти среднезернистые породы, характеризующиеся резко выраженными офитовыми соотношениями составных частей.

Следует отметить, что кроме диабазов упомянутых здесь структур, совершенно такие же диабазы обнаружены в солянокупольных структурах Корулек и Адамовки, расположенных на северо-западной окраине Донбасса.

Вулканические породы, вскрытые Черниговской опорной скважиной, несколько отличаются от диабазов солянокупольных структур. Это скважина была пробурена на восточной окраине с. Мохначи. Скважиной в интервале 1587—2751 м пройдена осадочно-эффузивная толща, состоящая из переслаивающихся эффузивов, туфов и осадочных пород, почти лишенных пирокластического материала. Ниже залегают докембрийские кристаллические породы, слагающие фундамент Днепровско-Донецкой впадины.

Из осадочно-эффузивной толщи (общая мощность которой 1164 м) вскрытой Черниговской скважиной, на долю эффузивных пород приходится примерно 415 м; общая мощность туфогенных пород равна 443 м. Остальные 303 м — это обычные осадочные породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники, содержащие, как правило, небольшое количество пирогенного материала.

Эффузивные породы образуют свыше двадцати покровов, переслаивающихся с туфами и осадочными породами. Мощность этих покровных образований колеблется в пределах от нескольких до 140 м. Таковы общие данные о вулканитах Днепровско-Донецкой впадины.

В петрографическом отношении вулканиты Днепровско-Донецкой впадины разнообразны. По составу так же, как и по условиям залегания, они довольно четко делятся на две группы; в первую группу входят вулканиты солянокупольных структур, во вторую — эффузивы района Черниговской опорной скважины.

Вулканиты солянокупольных структур представлены главным образом диабазами. Структура этих пород преимущественно зернистая, иногда даже среднезернистая, тонкозернистые и афанитовые их разновидности встречаются реже. Из микроструктур наиболее распространенной является офитовая, в мелкозернистых разновидностях встречается также долеритовая, в афанитовых — интерсертальная и изредка пилотакситовая. Главными пороодообразующими минералами диабазов являются плагиоклаз и пироксен, наблюдающиеся в свежих разновидностях примерно в равных количествах, иногда плагиоклаз несколько преобладает над пироксеном.

Состав первичного плагиоклаза колеблется в довольно значительных пределах от № 42 до № 95, причем плагиоклазы с высоким содержанием анортитового компонента относятся обычно к редко наблюдающимся вкрапленникам.

Пироксен моноклинный, принадлежит магнезиально-железистому диопсиду; угол оптических осей положительный, колеблется в пределах 43—55°. Наименьшие углы оптических осей имеют пироксены ромодановских диабазов. Эти же диабазы характеризуются и наиболее основными плагиоклазами; наибольшими значениями угла оптических осей отличаются пироксены полтавских, логовиковских и роменских диабазов. Рудные минералы представлены магнетитом, частью ильменитом и пиритом. В некоторых диабазах наблюдается апатит.

Диабазы купольных структур являются в той или иной степени измененными породами. Вторичные минералы многочисленны, количество их меняется в широких пределах; наиболее часто среди них встречаются альбит, пренит, амфибол, хлорит, серицит и карбонаты.

Альбит является продуктом замещения плагиоклазов. Распространение альбитизированных разновидностей диабазов ограничено; они обнаружены среди диабазов горы Золотухи, сс. Логовики, Ромодана и Лей-

Химические анализы диабазов солянокупольных структур

№ анали- зов																															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Окислы																															
SiO ₂	46,44	47,22	47,36	47,66	47,45	45,32	45,44	45,86	45,96	46,20	46,46	46,54	47,00	47,19	47,20	47,23	47,39	47,84	48,62	45,63	45,74	45,76	45,90	46,04	46,56	47,50	44,92	46,00	48,30	47,86	47,82
TiO ₂	2,05	1,56	1,72	2,22	1,49	2,64	2,36	1,83	2,02	1,83	1,80	2,05	0,95	0,44	0,97	1,73	—	1,63	1,69	1,44	1,66	1,72	1,52	1,44	1,56	1,89	1,64	1,49	1,54	1,61	1,58
Al ₂ O ₃	14,46	14,57	14,41	13,54	15,53	13,67	13,48	16,35	14,05	11,29	14,16	15,52	15,06	12,88	14,85	14,49	13,19	16,00	13,95	12,50	13,30	15,18	15,58	14,59	14,97	14,77	14,24	15,54	14,32	14,01	13,58
Fe ₂ O ₃	2,68	7,03	5,23	5,01	2,89	6,17	7,07	7,91	4,02	7,76	3,38	2,06	7,99	5,42	7,25	4,92	6,86	0,94	2,09	5,23	5,02	3,25	3,33	4,72	1,05	3,13	4,15	1,08	2,52	2,83	2,83
FeO	10,62	4,45	6,25	8,32	7,18	8,90	7,47	7,32	8,68	8,18	8,18	10,19	7,19	11,30	7,62	9,00	8,17	12,21	10,34	8,76	6,32	7,75	8,04	7,52	8,76	7,68	9,47	10,63	10,04	9,76	9,76
MnO	0,16	0,10	0,18	0,18	0,13	0,14	0,11	0,15	0,25	0,17	0,24	0,36	—	0,18	—	0,20	0,40	0,22	0,11	0,13	0,21	0,18	0,16	0,18	0,17	0,19	0,17	0,14	0,21	0,29	0,17
MgO	5,84	6,90	7,38	6,20	7,60	6,27	7,63	4,39	5,70	6,78	8,34	7,09	5,66	6,15	5,67	6,14	6,97	4,99	6,26	7,78	5,52	7,04	6,93	7,20	8,14	4,63	7,43	8,14	6,00	5,75	5,71
CaO	9,38	9,52	9,31	9,59	9,80	10,96	9,32	8,26	11,62	11,62	10,22	6,65	10,90	9,62	11,10	10,02	11,11	7,84	11,41	12,32	14,70	12,74	12,32	11,56	13,02	12,18	10,08	9,38	9,24	10,64	10,92
Na ₂ O	3,78	3,83	3,12	3,73	3,68	2,93	3,22	2,82	2,70	2,57	2,30	3,28	2,67	3,55	2,40	2,20	2,62	3,86	2,21	2,41	2,19	2,73	3,02	2,57	2,17	2,63	3,72	2,95	2,82	2,84	2,90
K ₂ O	0,07	0,21	0,84	0,58	0,86	0,63	0,37	0,34	0,15	0,38	0,74	1,99	1,13	0,79	0,71	0,83	0,59	0,64	0,40	0,36	0,30	0,07	0,08	0,25	0,27	0,31	0,17	0,48	0,66	0,63	0,40
P ₂ O ₅	0,23	—	—	0,28	—	0,23	—	0,46	0,27	0,23	0,17	0,27	—	0,29	—	0,57	0,32	—	—	—	0,17	0,23	—	—	—	0,17	0,23	—	0,28	0,22	0,28
SO ₃	0,22	0,42	0,34	—	—	—	0,77	0,25	0,49	—	—	0,29	—	0,50	—	1,43	—	—	0,73	1,37	—	Следы	Следы	1,30	0,48	0,40	Следы	—	0,58	0,44	0,37
S	—	—	—	0,12	—	0,30	—	—	—	0,18	0,11	—	—	Следы	—	—	0,32	—	—	—	—	3,32	0,69	0,83	—	0,75	0,62	—	—	—	—
H ₂ O	0,12	0,56	0,42	0,35	0,70	0,26	0,58	0,69	0,12	0,22	0,25	0,23	0,45	—	0,70	0,29	—	0,30	0,08	0,34	0,63	0,32	0,39	0,18	0,18	0,47	0,35	0,24	0,19	0,27	0,32
П.п.п.	3,46	3,59	3,53	2,63	2,56	2,18	2,31	2,95	3,47	2,37	3,34	3,22	0,98	1,92	1,11	1,10	1,85	3,11	1,91	2,01	2,98	2,22	2,44	2,90	2,45	3,23	3,79	4,46	2,87	3,48	3,84
Сумма	99,51	99,96	100,09	100,41	99,87	100,60	100,13	99,58	99,50	99,78	99,69	99,74	100,48	99,73	100,10	100,15	99,79	99,58	99,80	100,28	102,06	99,88	100,77	100,45	99,78	99,98	100,98	100,53	99,57	100,63	100,48
Процентное соотношение молекулярных количеств	FeO	37,30,8	30,9	35,7	27,4	37,0	35,2	44	33	36	29	37	38	41	37	36	36	41	32	32	28	27	28	37	24	31	34	31	36	35	34
	MgO	29,34,8	36,2	30,6	37,7	28,0	34,6	24	27	29	38	38	26	31	26	29	30	28	29	32	25	32	32	40	35	24	33	38	30	28	28
	CaO	34,34,4	32,9	33,7	34,9	35,0	30,2	32	40	35	33	25	36	28	37	35	34	31	39	36	47	41	40	23	41	45	33	31	34	37	38

1—Ромны (с. Засулье), диабаз (И. С. Усенко); 2—Ромны, карьер, диабаз (И. С. Усенко); 3—Ромны, карьер, диабаз (И. С. Усенко); 4—Ромны, карьер, диабаз (И. С. Усенко); 5—Ромны, карьер, диабаз (И. С. Усенко); 6—Логовики; диабаз (И. С. Усенко); 7—Логовики, диабаз (И. С. Усенко); 8—Логовики, диабаз (И. С. Усенко); 9—Логовики, диабаз (И. С. Усенко); 10—Логовики, диабаз (И. С. Усенко); 11—Логовики, диабаз (И. С. Усенко); 12—Исачки, диабаз (И. С. Усенко); 13—Исачки, каменоломня № 5, афанитовый диабаз (Г. М. Коровниченко); 14—Исачки, олигоклазовый диабаз (И. А. Морозевич); 15—Исачки, каменоломня № 3, мелкозернистый диабаз (Г. М. Коровниченко); 16—Исачки, каменоломня № 5, среднезернистый диабаз (Г. М. Коровниченко); 17—Исачки, каменоломня № 5, среднезернистый диабаз (И. А. Морозевич); 18—Исачки, диабаз (И. С. Усенко); 19—Исачки, диабаз (И. С. Усенко); 20—Ромодан, диабаз (И. С. Усенко); 21—Ромодан, амфиболлизированный диабаз (И. С. Усенко); 22—Ромодан, диабаз (И. С. Усенко); 23—Ромодан, диабаз (И. С. Усенко); 24—Ромодан, диабаз (И. С. Усенко); 25—Ромодан, диабаз (И. С. Усенко); 26—Ромодан, амфиболлизированный диабаз (И. С. Усенко); 27—Лейково, диабаз (И. С. Усенко); 28—Лейково, диабаз (И. С. Усенко); 29—Полтава, диабаз тонкозернистый (И. С. Усенко); 30—Полтава, диабаз мелко-и среднезернистый (И. С. Усенко); 31—Полтава, диабаз мелко-и среднезернистый (И. С. Усенко).

ково. Пренит весьма распространенный минерал среди диабазов. Особенно развит он в диабазах горы Золотухи; в некоторых из них плагиоклаз полностью замещен пренитом, причем последний выделяется иногда по трещинам.

К числу распространенных вторичных минералов относится хлорит, развивающийся за счет пироксена. Амфибол встречается реже, развивается по пироксену, располагаясь по периферии зерен последнего, иногда обладает волокнистым строением; окраска буровато-зеленая или зеленая; угол оптических осей отрицательный, равен $76-80^\circ$, $c : Ng$ равно $15-18^\circ$. Количество амфибола зависит от степени изменения породы; разновидности, в которых пироксен целиком замещен амфиболом, встречаются редко (Исачки). В некоторых амфиболизированных диабазах (Ромодан) наблюдается ошелачивание обыкновенной зеленой роговой обманки и превращение ее в синий амфибол с низким двупреломлением. Карбонаты большей частью образуются за счет пироксена; на некоторых участках (Логовики) пироксен полностью замещен карбонатом. Серицит мелкочешуйчатый, образуется по плагиоклазу, количество его незначительно. По плагиоклазу местами образуется также эпидот.

Из других вторичных минералов встречаются: магнетит, титанит (как продукт замещения ильменита), тальк и биотит, ассоциирующиеся с пироксеном, и кварц. Афанитовые разновидности диабазов всегда содержат значительное количество в той или иной степени расстеклованного базиса.

Диабазы солянокупольных структур в химическом отношении чрезвычайно однородны. Имеется свыше тридцати химических анализов этих пород, выполненных лабораторией Института геологических наук АН УССР (табл. 130). По химическому составу диабазы купольных структур отвечают платобазальтам; они имеют более основной состав, чем средний тип диабазов и базальтов Дели; в сравнении с последними они содержат больше двувалентного железа и кальция и меньше — кремнезема и щелочей. В соответствии с этим находятся и данные числовой характеристики, по А. Н. Заварицкому, отличающиеся повышенным значением b и пониженным a и s .

Для диабазов купольных структур весьма характерно выдержанное процентное соотношение молекулярных количеств окислов железа, магния и кальция — оно близко к пропорции 1:1:1. По классификации А. Н. Заварицкого, диабазы солянокупольных структур попадают в 5-й класс (породы, слабо насыщенные кремнекислотой), 19-ю группу (породы, бедные щелочами), в меланократовую подгруппу.

Вулканы Черниговской опорной скважины в отличие от диабазов солянокупольных структур характеризуются большим разнообразием. Здесь наиболее распространенными являются базальты; породы с диабазовой структурой пользуются наименьшим распространением.

Базальты в свежем виде наблюдаются сравнительно редко; в большинстве случаев они подверглись выветриванию, каолинизированы. Более свежие разновидности базальтов состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита, являющихся главными составными частями породы; второстепенные минералы представлены ильменитом, частью пиритом, иногда биотитом и бурой роговой обманкой; в небольшом количестве присутствует апатит; в числе вторичных минералов встречаются хлорит, карбонаты, иногда серицит, гидрослюда. Структура преимущественно микрофировая, основная масса интерсертальная. Минералы микрофировых выделений представлены пироксеном и основным плагиоклазом; первый, по-видимому, по составу соответствует авгиту (угол оптических осей $+55^\circ$), структура его большей частью зональная, размер вкрапленников достигает одного миллиметра; второй по составу отвечает лабра-

дору, форма вкрапленников призматическая вытянутая, размер в сравнении с вкрапленниками пироксена значительно меньше; в пироксене встречаются включения магнетита. Иногда в базальтах в форме микрофировых скелетных выделений присутствует бурая роговая обманка; такие разновидности характеризуются также довольно значительным содержанием биотита, образующего мелкочешуйчатые скопления. Основная масса описываемых базальтов весьма тонкозернистая; ее слагают лейсты плагиоклаза, мелкие зерна пироксена и магнетита, из рудных минералов обнаружены ильменит, халькопирит, пирит; во многих шлифах присутствует также в той или иной степени хлоритизированное стекло.

Вторичные минералы представляют собой как продукт замещения микрофировых вкрапленников, так и основной массы. Хлорит обычно замещает пироксен, окрашен в светло-зеленый цвет. В менее измененных базальтах следует также отметить значительное развитие альбита. В выветрелых базальтах чрезвычайно распространен карбонат, образующийся за счет темноцветных минералов, и каолин, образующийся за счет плагиоклазов. Из новообразований в выветрелых базальтах очень большую роль играют гидроокислы железа; очень часто основная масса таких базальтов сплошь представлена этим веществом. Типичные диабазы обнаружены в интервале 2282—2295 м.

Наряду с типичными основными породами — базальтами и диабазами — среди эффузивов Черниговской опорной скважины встречаются переходные к ультраосновным породам разновидности. Это такие же, как и базальты, тонкозернистые афанитового сложения породы, характеризующиеся микрофировой структурой. Главными породообразующими минералами их являются пироксен и плагиоклаз, однако пироксен резко преобладает. Микрофировые вкрапленники представлены также пироксеном и плагиоклазом. Пироксен моноклинный, вкрапленники плагиоклаза сильно резорбированы. Основная тонкозернистая масса породы состоит из пироксена и рудного минерала; плагиоклаз присутствует в небольшом количестве. Главная его часть выкристаллизовалась в виде микрофировых вкрапленников.

Рудный минерал представлен преимущественно магнетитом, количество которого достигает 10—15%. Он так же, как и пироксен, выражен двумя генерациями — в виде микрофировых вкрапленников и в виде мелких зернышек, слагающих основную массу. В породе, вероятно в небольшом количестве, в виде мелких вкрапленников присутствовал оливин, теперь нацело замещенный зеленовато-бурным чешуйчатым минералом (по-видимому, хлоритом).

Кроме описанных выше пород, среди базальтов наблюдаются разновидности, близкие к порфиритам; их можно было бы назвать диабазо-порфиритами, то есть палеотипными аналогами андезито-базальтов Левинсон-Лессинга. Диабазо-порфириты по минералогическому составу от базальтов и диабазов не отличаются. Отличие состоит лишь в количественных соотношениях минералов. Эти породы характеризуются несколько большим содержанием плагиоклаза. Они также в значительной степени изменены, всегда альбитизированы — первичного плагиоклаза в них пока не обнаружено.

Наконец, среди вулканитов Черниговской скважины обнаружены породы, переходные к сиенито-трахитовому семейству. Эти породы по составу отвечают трахидолеритам или монцонитам, но отчетливая зернистость их свидетельствует о гипабиссальных условиях образования, в связи с чем их следует отнести к кварцевым микросиенитам. В качестве главных породообразующих минералов в них выступают полевые шпаты, зеленая роговая обманка и биотит; второстепенные — представ-

лены кварцем, апатитом и рудным минералом; вторичные — хлоритом, карбонатом. Структура микрофировая, основная масса зернистая, местами офитовая. Порфиновые вкрапленники (размер до 3×1 мм) принадлежат плагиоклазу, в значительной степени замещенному хлоритом. Некоторые из них были представлены, по-видимому, пироксеном, преобразовавшимся затем в бледноокрашенную зеленую роговую обманку, которая в свою очередь интенсивно замещается хлоритом.

Биотит красно-бурый, часть его ассоциирует с роговой обманкой. Основная масса породы состоит из крупных лейстовидных выделений плагиоклаза и брусковидных кристаллов калиевого полевого шпата. Кварц вторичный, количество его незначительно. Рудные минералы представлены магнетитом и частично ильменитом, замещающимися титанитом. В заметном количестве присутствует апатит в виде мелких столбчатых кристалликов.

Аналогичные по составу, но более мелкозернистые породы наблюдаются в нижней части разреза. Это также микрофировые породы (частью афировые), но базальтового типа; они могут быть отнесены к трахидолеритам.

Отмеченное разнообразие минералогического состава эффузивов Черниговской опорной скважины соответствующим образом подтверждается и химическими анализами. Несколько необычными в химическом отношении являются породы, близкие к гипербазитам (анализы 9, 10). Главной составной их частью является пироксен; плагиоклаз находится в меньшем количестве. К пикритам (пикритобазальтам) их отнести нельзя, так как они в сравнении с пикритами характеризуются малым содержанием магния и значительным — кальция. Химический состав эффузивов Черниговской опорной скважины приведен в табл. 131.

Породы, охарактеризованные анализами № 12 и 13, являются переходными к более кислым дифференциатам базальтовой магмы; первая (анализ № 12) по составу отвечает альбитизированному диабаз-порфириту (палеотипный аналог андезито-базальта); вторая (анализ № 13) — альбитизированному порфириту; обе они близки к породам спилитовой формации. К собственно базальтам относятся разновидности, охарактеризованные анализами № 11, 14, 15, 16; все они отличаются повышенным содержанием окиси калия, хотя биотит имеется только в двух породах с наиболее высоким содержанием калия (анализы № 11, 14). Это дает некоторое основание предположить, что плагиоклазы, по-видимому, являются калийсодержащими.

Хлоритизированные биотитовые диабазы (анализ № 17) аналогичны базальтам; петрохимически они близки к ним и так же, как базальты, характеризуются повышенным содержанием окиси калия, фиксирующейся, вероятно, только частично в биотите. Наиболее высоким содержанием окиси калия отличается анализ № 8, характеризующий породу, отвечающую по составу и структуре кварцевому микросиениту. Как и следовало ожидать, в сравнении с базальтами он характеризуется более низким содержанием окиси магния и кальция и, наоборот, более высоким — кремнекислоты.

В эффузивах Черниговской опорной скважины процентное соотношение между молекулярными количествами окислов железа, магния и кальция несколько отличается от такого же соотношения, наблюдаемого в диабазах купольных структур. Эффузивы Черниговской скважины характеризуются несколько большим содержанием железа и, наоборот, меньшим — кальция. В целом эффузивы Черниговской опорной скважины характеризуются повышенным содержанием окиси титана, калия и же-

Таблица 131

Химический состав эффузивов Черниговской скважины

№ анализов	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	50,28	39,12	38,28	44,40	54,30	57,70	44,98	47,32	46,42	44,32
TiO ₂	3,16	5,65	4,50	4,41	2,99	2,40	4,17	3,97	3,86	3,14
Al ₂ O ₃	16,90	9,74	9,96	13,02	17,17	14,85	13,92	14,36	14,22	15,12
Fe ₂ O ₃	2,15	7,45	8,65	6,97	3,49	3,57	8,70	4,05	4,96	4,09
FeO	7,47	9,91	9,19	6,72	3,28	3,28	5,44	8,04	8,91	8,62
MnO	0,11	0,16	0,17	0,17	0,03	0,04	0,02	0,11	0,02	0,14
MgO	4,13	8,15	7,80	8,36	6,08	4,59	6,30	6,23	5,52	6,42
CaO	2,65	13,31	13,51	6,93	1,54	1,82	6,72	7,07	7,46	5,60
Na ₂ O	2,53	1,22	1,79	2,59	5,53	6,01	2,87	3,18	3,09	2,85
K ₂ O	4,93	0,77	0,36	1,97	0,30	0,45	2,43	1,88	1,83	2,87
P ₂ O ₅	0,57	0,86	1,09	0,51	0,74	0,57	1,03	0,48	0,46	0,57
SO ₃	0,05	0,24	0,32	0,10	0,24	0,02	0,10	0,24	0,43	0,53
CO ₂	—	—	1,72	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	4,96
H ₂ O	1,06	0,48	0,47	1,54	0,70	1,10	1,12	0,70	0,92	0,38
П.п.п.	4,58	3,54	2,12	2,69	3,04	3,41	2,42	2,54	2,35	0,90
Сумма . . .	100,57	100,60	99,93	100,48	100,53	99,91	100,32	100,27	100,55	100,51
Процентное соотношение молекулярных количеств FeO:MgO:CaO	47:36:71	35:30:35	35:29:36	36:40:24	34:56:10	39:48:13	40:34:26	37:35:28	41:30:29	40:37:23

8—микросиенит среднезернистый, глубина 2044—2052 м; 9—эффузивный аналог полевошпатового пироксенита, глубина 2195—2202 м; 10—эффузивный аналог полевошпатового пироксенита, глубина 2207—2214 м; 11—базальт биотито-пироксеновый с незначительным количеством бурого амфибола, глубина 2272—2282 м; 12—диабазо-порфирит альбитизированный, хлоритизированный, глубина 2289—2295 м; 13—порфирит альбитизированный, глубина 2329—2338 м; 14—базальт биотито-пироксеновый с незначительным количеством бурого амфибола, глубина 2370—2375 м; 15—базальт нормальный, глубина 2509—2514 м; 16—базальт нормальный, глубина 2514—2517 м; 17—диабаз биотитовый, хлоритизированный, глубина 2641—2650 м;

леза, что придает им совершенно определенную индивидуальность, резко отличающую их от пород других вулканических циклов.

В разрезе Черниговской опорной скважины большое место занимают вулканические туфы. По степени окатанности и размерам обломков среди вулканических туфов выделяются: туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и пелловые туфы; последняя разновидность встречается редко. По составу туфы разнообразны. Наибольшим распространением пользуются базальтовые туфы; трахитовые и трахидолеритовые встречаются реже. Цемент крупнообломочных пород большей частью также туфогенного происхождения и состоит из более мелких обломков тех же пород; довольно часто наблюдается также карбонатный и железистый цементы, в некоторых участках встречается кремнистый.

Туфы в большинстве случаев являются в той или иной степени разложенными породами. Некоторые из них каолинизированы, местами сильно ожелезнены; гидроокислы железа образуют цемент и во многих случаях замещают обломки эффузивов. Наблюдаются также участки полностью карбонатизированных туфов.

В табл. 132 приведены химические анализы туфов в весовых процентах, которые показывают, что последние соответствуют по составу главным образом базальтовой лаве.

Таблица 132

Химический состав туфов Черниговской скважины

№ анализов	Состав		
	1	2	3
SiO ₂	31,64	51,28	48,58
TiO ₂	3,97	0,40	2,56
Al ₂ O ₃	13,97	16,76	11,81
Fe ₂ O ₃	0,50	4,05	6,31
FeO	7,68	2,10	5,46
MnO	0,16	0,03	0,08
MgO	9,79	3,75	8,27
CaO	9,80	4,34	2,24
Na ₂ O	1,95	0,79	2,35
K ₂ O	1,09	4,61	3,26
P ₂ O ₅	0,57	0,06	0,26
SO ₃	0,67	0,18	0,28
H ₂ O	0,62	1,70	1,38
П.п.п.	17,90	9,85	6,74
Сумма	100,31	99,90	99,58

1—карбонатизированный туф, глубина 1899—1906 м; 2—базальтовый туф с ортофировым пепловым цементом, глубина 2127—2135 м; 3—серицитизированный базальтовый туф, глубина 2442—2451 м.

Такова общая петрографическая характеристика эффузивов, вскрытых Черниговской опорной скважиной.

Формирование диабазов солянокупольных структур и эффузивов происходило, как видно, в различных тектонических условиях.

Диабазы солянокупольных структур по минералогическому и химическому составу крайне однообразны; они относятся к продуктам недифференцированной базальтовой магмы — к платобазальтам. Первоначальные формы залегания диабазов солянокупольных структур неясны. Объясняется это тем, что диабазы в коренном залегании нигде не вскрыты. Все пункты, в которых обнаружены диабазы, приурочены к участкам солянокупольных структур; диабазы там представлены брекчиями или крупными глыбами, выведенными из первичного залегания.

Несмотря на плохую изученность условий залегания и отсутствие прямых доказательств, можно считать, что первичная форма залегания диабазов солянокупольных структур была межпластовой (типа sill), но не дайковой. Это подтверждается слабым распространением здесь вулканических туфов и широким развитием среди диабазов офитовых структур, характерных для пород гипабиссальной фации. Приуроченность диабазовых брекчий к купольным соляным структурам исключает дайковую форму залегания диабазов. По составу, структуре и формам залегания диабазы солянокупольных структур являются весьма близкими к вулканитам платформ.

Значительный интерес представляют диабазовые брекчии, развитые в солянокупольных структурах (Ромны, Исачки, Логовики, Дмитриевка и др.) в виде сплошных колец шириной до 200 м. Относительно генезиса этих брекчий имеется три точки зрения. Н. С. Шатский считает, что диабазы в виде брекчии и глыб вынесены на поверхность

интрузией соли. В. А. Сельский и В. Я. Клименко интрузию соли и внедрение диабазов рассматривают как взаимосвязанный процесс — первой по трещинам подымалась диабазовая магма, за ней следовала соль, захватывая на своем пути обломки различных пород, в том числе диабазов. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал больше согласуется с представлениями Н. С. Шатского.

Эффузивы Черниговской опорной скважины резко отличаются от диабазов солянокупольных структур и характеризуются большим разнообразием. Образование их, несомненно, происходило в иной тектонической обстановке. Эти эффузивы образуют ряд дифференциатов базальтовой магмы от эффузивных аналогов полевошпатовых пироксенитов до порфиритов. Среди них обнаружены также представители, образующие переход к калиевой ветви эффузивов сиенито-трахитового семейства.

Характерной особенностью осадочно-эффузивной толщи, вскрытой Черниговской скважиной, является широкое развитие в ней вулканических туфов и туфогенных пород разнообразнейшего состава, свидетельствующих о покровном характере залегания эффузивов. Гипабиссальные формы залегания среди пород Черниговской вулканогенной области, по-видимому, имеют ограниченное распространение. Такими формами залегания, вероятно, обладают зернистые кварцевые микросиениты и, быть может, эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов, встреченные в средней части осадочно-эффузивной толщи пород.

Для Черниговской вулканической области характерны многократные излияния лавы на поверхность; в разрезе скважины насчитывается свыше двадцати покровов; причем, продукты недифференцированной основной магмы — базальты — залегают в нижних частях разреза, более основные и более кислые дифференциаты магмы размещаются выше. Отсюда можно сделать вывод, что базальты являются наиболее ранними породами, излившимися до дифференциации магмы. Наличие в области развития вулканитов туфогенных пород, затронутых выветриванием, является доказательством того, что впадина при общей тенденции к опусканию испытывала поднятия, превращаясь на некоторое время в сушу. Излившиеся породы в определенных периоды подвергались интенсивной дизентеграции и выветриванию.

Излияния лав на поверхность впадин сопровождалась отложением нормальных осадочных пород и туфов. Вся эта толща лежит на кристаллическом фундаменте. Вулканиты относятся к начальному периоду становления Днепровско-Донецкой впадины, и образование их находится в связи с возникновением глубинных разломов фундамента северо-западного простирания.

Первоначальная мощность осадочно-эффузивной толщи, по-видимому, была очень большой, так как в разрезе сохранилась только нижняя часть покрова вулканитов — основные и переходные к средним их разновидности, средние же и кислые отсутствуют; по всей вероятности, они уничтожены размывом.

В заключение следует отметить, что диабазы солянокупольных структур так же, как и вулканиты Черниговской опорной скважины, своим появлением обязаны вертикальным движениям земной коры, вызвавшим образование крупных глубоких разломов, открывшим путь для подъема основной магмы из подкорового субстрата. Для черниговских эффузивов это убедительно доказывается тем, что они синхронны разломам, вдоль которых шло опускание Днепровско-Донецкой впадины.

Вулканогенные образования Днепровско-Донецкой впадины могут быть разделены, таким образом, на две группы, отличающиеся по составу и по возрасту, а именно: на вулканиты солянокупольных структур и на вулканиты, вскрытые Черниговской опорной скважиной.

Вулканиты солянокупольных структур представлены диабазами, обнаруженными исключительно во вторичном залегании в виде брекчий, размещающихся обычно сплошными кольцами вокруг соляных штоков.

Первичные формы залегания их неизвестны. Однако, судя по структуре и ограниченному распространению туфов, можно с некоторой долей вероятности предполагать, что главной формой залегания их была левая. Покровные формы залегания, по-видимому, для них не были характерными.

По ряду признаков можно также предполагать, что образование диабазов солянокупольных структур происходило в платформенных условиях. Возраст их с достоверностью не определен. Ввиду минералогического и химического сходства с базальтами бассейна р. Горыни, образование их предположительно может быть отнесено к острожскому времени.

Эффузивы, вскрытые Черниговской опорной скважиной, в отличие от диабазов солянокупольных структур, несомненно, образовались в условиях подвижной зоны. Они характеризуются значительным разнообразием минералогического состава и представляют собой ряд дифференциатов базальтовой магмы, среди которых присутствуют как ультраосновные представители, так и иные по кислотности породы. Форма залегания эффузивов преимущественно покровная; об этом свидетельствует чрезвычайно большое развитие среди них туфов и туфогенных пород.

Эффузивы синхронны верхнедевонским эффузивам бассейна р. Мокрой Волновахи, с которыми они по составу тождественны; и те и другие характеризуются повышенным содержанием титана, калия и железа, что придает им вполне отчетливые провинциальные черты, позволяющие легко отличать их от пород других районов и другого возраста.

В последнее время верхнедевонский возраст эффузивов Черниговской опорной скважины подтвержден палеонтологически: Д. В. Наливкиным среди ископаемых остатков организмов, обнаруженных в этой осадочно-эффузивной толще, определена *Buchtola* sp., а П. Л. Шульгой *Cardiola* sp. Споры, найденные в этой толще; также определены А. М. Ищенко как верхнедевонские.

Верхнедевонские эффузивы в Днепровско-Донецкой впадине, по-видимому, пользуются большим распространением. Об этом свидетельствует значительная мощность осадочно-эффузивной толщи, вскрытой Черниговской опорной скважиной.

Вулканический комплекс юго-западной окраины Донбасса

В отличие от вулканических проявлений во всех остальных частях Украинского кристаллического массива описываемый комплекс занимает вполне определенное стратиграфическое положение, так как большинство составляющих его пород находится в тесной связи с осадочной палеозойской толщей Донбасса. Вследствие этого изучение дайково-эффузивных пород Северо-Восточного Приазовья имеет важное значение для стратиграфии не только прилегающих районов, но и всего Украины для стратиграфии не только прилегающих районов, но и всего Украины.

Несмотря на большое значение данного комплекса, исследован он недостаточно. В работах дореволюционного периода мы находим лишь краткие и отрывочные сведения. Исключение составляют исследования И. А. Морозевича (1898), описавшего ряд эффузивных пород, характерных для Северо-Восточного Приазовья. Более подробные описания их появились только в последний период (Коровниченко, 1935; Лучицкий, 1936; Усенко, 1940 и др.).

Район наибольшего распространения пород описываемого дайково-эффузивного комплекса приурочен к контакту кристаллического массива с нижними горизонтами осадочной толщи Донецкого бассейна.

Здесь на выветрелой и размытой поверхности докембрийских пород: гнейсов, порфириовидных гранодиоритов, гранито-аплитов, аплитов и пегматитов, залегают прибрежно-морские отложения франского яруса (свита «белый девон» — D_3a), представленные аркозами, кварцитами, глинистыми сланцами и карбонатными породами. Эта толща прорвана многочисленными дайками основных пород и перекрыта мощным лавовым покровом. Покровные образования перекрыты внизу континентальными, а в верхней части прибрежно-морскими отложениями фаменского яруса. В нижней части этих отложений преобладают породы, сложенные главным образом продуктами разрушения покрова излившихся пород и имеющие бурую окраску, благодаря чему нижняя часть фаменских отложений выделена в свиту «бурого девона» (D_3b), в то время как их верхнюю часть называют «серым девоном» (D_3c). Как в «буром девоне», так и в «сером девоне» среди осадочных пород встречаются многочисленные пласты разнообразных туфогенных образований.

Девонские отложения перекрыты мощной толщей сплошных известняков нижнего карбона. Вся осадочная толща, включая известняковую толщу нижнего карбона, прорезана дайковыми и штокообразными телами андезитов, трахиандезитов, трахитов и граносиенит-порфинов. Многочисленные выходы даек наблюдаются и в прилегающих районах кристаллического массива.

Очевидно, породы эффузивного комплекса юго-западной окраины Донбасса неоднородны и представлены как покровной, так и дайковой фациями. Образование их происходило не меньше чем в две фазы.

Первой фазе соответствуют покровные образования, представленные базальтами с разновидностями, уклоняющимися как в сторону ультраосновных, так и средних пород, а именно: пикрито-базальтами, андезито-базальтами и трахито-базальтами. К этой же фазе относятся и дайковые породы р. Мокрой Волновахи, связанные с вышеупомянутым покровом. Эти излияния приурочены примерно к границе франского и фаменского ярусов и связаны с активизацией тектонических движений и образованием крупных разломов, сопровождавших формирование Днепровско-Донецкой впадины.

Магматическая деятельность развивалась, по-видимому, в течение всего верхнего девона. Этот девонский вулканический цикл связан с тектоническими движениями бретонской фазы герцинского орогенеза, которая проявилась на южной окраине Донбасса мощными сбросовыми движениями, захватившими и прилегающие части Украинского кристаллического массива.

Ко второй фазе относятся более молодые породы, не связанные с девонским вулканическим циклом и представленные андезитами, трахиандезитами, дацитами, трахидацитами, трахитами (ортофирами) и граносиенит-порфирами. Они, несомненно, моложе осадков нижнего карбона, так как секут последние. Излияния этих пород вероятнее всего свя-

заны со второй фазой герцинского орогенеза, которая началась в верхнем карбоне и продолжалась до конца триаса.

Фация излившихся пород первой фазы в описываемом районе встречена лишь в бассейне р. Мокрой Волновахи, где она образует покров, размеры которого превышают 70 км². Дайковые породы описываемого комплекса либо связаны с вышеупомянутым покровом, либо образуют отдельные дайковые, реже штокообразные тела среди кристаллических пород прилегающих районов Приазовья и пород палеозойской осадочной толщи Донбасса. Как дайковые, так и излившиеся породы приурочены к мощным разломам западно-северо-западного направления и образуют системы, вытянутые в этом же направлении.

Покров основных пород. Покров излившихся на границе франского и фаменского ярусов основных пород прослеживается в виде вытянутой в широтном направлении полосы, от окрестностей с. Ново-Троицкого на западе до с. Раздольного (Большая Каракуба) на востоке. Первоначальный характер залегания покрова в значительной степени изменен последующими мощными сбросовыми смещениями, в результате которых сплошность его была нарушена и образовались отдельные изолированные блоки.

Для покрова характерно большое разнообразие условий залегания составляющих частей и петрохимического состава образующих его пород. В большей своей части покров является многостадийным и состоит из перемежающихся лав, туфо-брекчий и агломератов различного петрохимического характера; покров прорезан многочисленными дайковыми телами.

Покровные образования представлены пикрито-базальтами, собственно базальтами, порфиroidными базальтами, брекчиевидными порфиroidными базальтами, базальтами с миндалекаменной структурой, роговообманковыми базальтами, базальтовыми туфо-брекчиями и агломератами. В верхней части покрова встречаются андезитово-базальты и трахитово-базальты. В теле базальтового покрова часто встречаются глыбы и обломки авгититов, которые, иногда переполняя вмещающий их покров, переходят в брекчиевидные авгититы (балки Антон-Тарама, Камышеваха).

Покровные образования содержат ксенолиты, принадлежащие главным образом базальтовым породам дайкового типа. Среди них, помимо вышеупомянутых авгититов, встречаются базальты-анамезиты и базальты с порфиroidной структурой. В меньшей степени распространены ксенолиты песчаников, сланцев и известняков нижележащей свиты «белого девона»; изредка встречаются ксенолиты красных гранитов.

Базальты покровного типа представляют собой афанитовую темно-серую или черную, обычно с лиловым оттенком, породу. Структура их пилотакситовая, флюидальная и витрофирова. Состоят из микролитов плагиоклаза, титанистого авгита и магнетита. Иногда присутствует стекло, обычно раскристаллизованное. Порфиroidные базальты — наиболее распространенный тип лавовых покровов. Они характеризуются содержанием редких порфиroidных выделений авгита и плагиоклаза, а изредка и оливина. Структура основной массы этих пород пилотакситовая, реже интерсертальная. По периферии покровов они обычно переходят в брекчиевидные базальты, особенностью которых является наличие угловатых обломков (до 50% породы).

Базальты с миндалекаменной структурой характеризуются наличием мелких миндалин, образованных кварцем, кальцитом, реже эпидотом, хлоритом и цеолитами. Роговообманковые базальты менее распростра-

нены, чем предыдущие разновидности. Состоят они из базальтической роговой обманки, авгита, оливина, основного и среднего плагиоклаза. Структура этих базальтов порфировая, флюидальная, реже микрофировая, а в некоторых разновидностях радиально-лучистая.

Базальтовые туфо-брекчии и агломераты сложены обломками основных дайковых и покровных пород, реже девонских песчаников, сланцев и известняков, сцементированных лавой. Количество обломочного материала достигает 70—80% всей породы. Размер обломков различный — от глыб более 1 м в диаметре до мелкого пелитового материала.

Андезито-базальты встречаются в виде покровов и небольших даек по балкам Антон-Тарама, Хайна-Чокрак, Камышеваха, Ксанта и Цыганка. Более позднее по отношению к базальтам изливание их не вызывает сомнения, так как по балке Камышевахе они залегают на покрове брекчиевидных порфировидных базальтов и часто в виде даек секут последние. Макроскопически это темно-серые, до черных, породы, иногда с бурым или зеленоватым оттенком. По минералогическому составу среди них различают следующие разновидности: плагиоклазовые, авгитовые, авгито-плагиоклазовые, авгито-роговообманковые и др. Структура андезито-базальтов чаще всего пилотаксовая, реже — интерсертальная и флюидальная.

Плагиоклазовые андезито-базальты характеризуются почти исключительным развитием среди вкрапленников плагиоклаза, представленного андезином и реже андезин-лабрадором. В небольшом количестве среди вкрапленников присутствует авгит, роговая обманка, а в некоторых разновидностях и биотит. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (олигоклаз-андезина), мелких кристалликов авгита, иногда роговой обманки и биотита. Авгитовые андезито-базальты имеют аналогичный минералогический состав и отличаются преобладанием во вкрапленниках авгита над плагиоклазом. В химическом отношении они характеризуются повышенной по сравнению с базальтами кислотностью.

С появлением в них ортоклаза базальты переходят в трахито-базальты. Последние встречены на левом склоне балки Камышевахи, где наблюдается непосредственное залегание их на покрове порфировидных базальтов. Порода внешне серая, тонкозернистая, с вкрапленниками мясо-красного полевого шпата и разложившегося темноцветного минерала. Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом (№ 12—15), ортоклазом и хлорито-кальцитовыми псевдоморфозами по темноцветному минералу, который, судя по сохранившимся реликтам, был представлен авгитом. Основная масса сложена лейстами кислого плагиоклаза, ортоклаза, магнетита в небольшом количестве, полуразрушенного авгита, биотита, апатита, гематита и пирита.

Дайковые породы первой фазы. Дайковые породы, связанные с выше упомянутыми покровами, и в большинстве случаев являющиеся корнями последнего, представлены пикрито-базальтами, плагиоклазо-анальцимовыми базальтами, лимбургитами, авгититами, собственно базальтами — анамезитами и долеритами.

Пикрито-базальты — это черные плотные порфировые породы, главными составными частями которых являются титанистый авгит, замещенный оливин, магнетит и стекло, обычно хлоритизированное. Из второстепенных минералов присутствуют плагиоклаз, пирит, халькопирит, ильменит; из вторичных — серпентин, хлорит, кальцит. Структура интерсертальная, реже пилотаксовая. Плагиоклазо-анальцимовый базальт встречен в с. Стыле в виде небольших вертикальных даек, прорывающих известняки свиты «белого девона». Это — плотные черные, довольно све-

жие породы, сложенные титанистым авгитом, серпентинизированным оливином, плагиоклазом (№ 35), анальцимом и титано-магнетитом. Второстепенные минералы представлены ильменитом и пиритом; вторичные — серпентином, хлоритом, биотитом и кальцитом. Структура этих базальтов чаще всего интерсертальная, реже микродолеритовая.

Лимбургит встречен в виде некоподобного тела на левом берегу р. Мокрой Волноухи, ниже с. Николаевки. Главными составными частями его являются титанистый авгит, измененный оливин, плагиоклаз, рудный минерал и стекло; второстепенными — апатит и биотит; вторичными — серпентин, хлорит и карбонат. Структура лимбургита микрофиновая.

Авгититы, несмотря на то, что встречены в виде дайки лишь в с. Стыле, весьма распространены в виде глыб и обломков в лавовом базальтовом покрове. Это черные плотные породы, сложенные преимущественно авгитом, с небольшим количеством плагиоклаза и стекла, часто полностью разложенного. Структура обычно порфировая, основной массы — интерсертальная.

Базальты-анамезиты являются наиболее распространенной породой как среди дайковой фации, так и среди покровных образований. Это плотные черные афанитовые, реже кристаллически-зернистые породы с интерсертальной или микрофировой структурой. Сложены в основном пироксеном и плагиоклазом, представленных примерно в равных количествах рудным минералом и стеклом.

Вулканические породы фаменского яруса. Толща, слагающая «бурый» и «серый» девон, характеризуется весьма широким распространением разнообразных туфо-брекчий, кристаллических и агломератовых туфов; при этом намечается закономерный переход вулканических пород снизу вверх, от туфов основных пород, в низах «бурого девона», через туфы ортофинов к туфам кварцевых порфиров, в верхах «серого девона». Агломератовые туфы $D_{3\beta}$ состоят из обломочных включений, сцементированных туфогенным материалом. Среди обломочных включений преобладают обломки ортофинов, но встречаются также обломки базальтов, кристаллических туфов и туффитов. Кристаллические туфы этого же горизонта сложены пепловым материалом, состоящим из криптокристаллической кварцево-полевошпатовой массы. Среди туфов этого типа также встречаются обломки ортофинов.

В агломератовых туфах $D_{3\beta}$ обломочные включения представлены лавами ортофинов и альбитофинов. Иногда туфы содержат лапилли округлой формы. В верхах свиты встречаются туфы, в которых содержатся обломки измененных кварцсодержащих лав. Кристаллические туфы $D_{3\beta}$ представлены пепловой и псаммитовой разностями. Изредка в ней встречаются обломки ортофира, альбитофира и измененных кварцсодержащих лав.

Покровные образования эффузивных пород, связанные с туфами фаменского яруса, в девонской толще не обнаружены. Однако некоторые дайки ортофинов и кварцевых порфиров, прорезающие базальтовый покров, по структурным и петрохимическим признакам можно считать соответствующими фаменским туфогенным образованиям.

Ортофиры, галька которых найдена в $D_{3\beta}$, выходят в виде крупных даек, секущих сиенитовый комплекс по р. Кальмиусу в 40—50 км южнее распространения девонских пород. Эти ортофиры отличаются от более молодых ортофинов описываемого района, секущих отложения нижнего карбона, не только петрохимической характеристикой, но и структурными особенностями.

Кварцевые порфиры встречены в районе с. Стылы в виде небольшой дайки северо-западного простирания, прорезающей нижнюю часть девонской толщи (отложения «белого девона» и базальтовый покров). Внешне это буровато-коричневая и серая очень плотная, афанитовая порода, сложенная кварцем и ортоклазом. Из второстепенных минералов присутствуют биотит, гранат и апатит, из вторичных — эпидот, хлорит, серицит, карбонат и гидроокислы железа. Структура породы микропйкелитовая, мстами микропегматитовая.

Дайковые породы второй фазы. К этой группе относятся породы, секущие известняки нижнего карбона. Возраст их не установлен, но приблизительно образование их приурочивается к одному из последних этапов герцинской складчатости Донбасса. К ним относятся граносиенит-порфиры, встреченные в обнажениях балки Грицьковой, впадающей в долину р. Сухой Волновахи у с. Ново-Троицкого; эти граносиенит-порфиры также пересечены рядом буровых скважин. Залегают они в виде большого штока среди известняков турнейского яруса. Макроскопически граносиенит-порфиры представляют собой буровато- и светло-желтую порфирную породу с тонкозернистой основной массой. Порфирные выделения принадлежат ортоклазу, плагиоклазу (№ 30—36), реже кварцу, амфиболу и мусковитизированному биотиту. Основная масса породы микросеноморфнозернистой и микропйкелитовой структуры состоит из правильных зернышек ортоклаза и кварца, размер которых не превышает 0,08 мм.

К этой же группе принадлежат трахиты и ортофиры, пользующиеся наибольшим распространением в районе нижнего течения р. Мокрой Волновахи, где они образуют крупные массивы и штоки, прорывающие гранодиориты, базальты и отложения нижнего карбона. Отдельные дайки ортофиров встречены по балкам Камышевахе и Цыганке; здесь они рассекают как крупнозернистые биотито-роговообманковые граниты, так и покровные базальты. Макроскопически ортофиры представляют порфирные породы с тонкозернистой основной массой розового или кирпично-красного цвета. Под микроскопом порода обнаруживает ясно выраженную порфирную структуру. Среди порфирных выделений встречаются: кислый плагиоклаз, ортоклаз, микроклин, роговая обманка, редко биотит и авгит. Иногда в основной массе резко выделяются по своим размерам кристаллы сфена, апатита и магнетита, достигающие размеров вкрапленников. Основная масса, которая имеет типичную трахитовую или ортофирную структуру, сложена микролитами альбита и ортоклаза, с небольшим количеством зерен апатита, сфена, флюорита, магнетита и пирита. Трахиты связаны постепенными переходами через трахиандезиты с андезитами.

Трахиандезиты встречены в пределах развития каменноугольных отложений, севернее с. Ново-Троицкого, где они образуют гипабиссальные тела в виде согласно залегающих пластовых залежей, среди известняков и доломитов, а также в виде штоков. В районе ст. Еленовки трахиандезиты прорывают породы визейского яруса C_{1vg} . Восточнее, по балке Камышевахе, дайка трахиандезита прорезает девонский базальтовый покров. Макроскопически это розовато-серые и желтовато-серые, плотные, порфирные породы с тонкозернистой основной массой. Порфирные выделения представлены плагиоклазом, зеленой роговой обманкой, редко титанитом и апатитом. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, калиевого полевого шпата, зернышек кварца, роговой обманки, магнетита, апатита и сфена. Из вторичных минералов иногда в заметном количестве присутствуют: хлорит, серицит, каолинит, кальцит и цоизит.

Андезиты имеют широкое распространение по рр. Мокрой и Сухой Волновахе, балках Камышевахе, Оттоман и Лисья (притоки балки Дубовки). Для них характерны интрузивные формы залегания типа небольших лакколитов. Изредка встречаются небольшие штоки и дайки. По р. Мокрой Волновахе, ниже с. Николаевки, массив андезитов прорывает докембрийские кристаллические, девонские и каменноугольные породы. По р. Сухой Волновахе они прорывают нижнекаменноугольную толщу, вплоть до горизонта C_{10e} . В устье балки Камышевахи андезиты в виде небольших штокообразных тел прорывают покров базальтов и вышележащие девонские отложения. Здесь же дайка андезитов прорезает ортофиры, что свидетельствует о более раннем излиянии последних. В виде лакколитов андезиты встречены и в других местах южной окраины Донбасса — в верховьях рр. Большого и Малого Несветая, Аюты и др., где они залегают среди ниже- и среднекаменноугольных пород.

Андезиты представляют собой светло- и пепельно-серые, не затронутые выветриванием плотные, иногда частично пористые породы, с резко выраженной порфировой структурой. Среди порфировых выделений преобладает зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен и плагиоклаз, реже встречаются биотит и титанит. Основная масса сложена главным образом микролитами плагиоклаза, роговой обманки, пироксена и биотита. Плагиоклаз вкрапленников чаще всего имеет зональное строение, причем в ядре плагиоклаз более основной (№ 52—55), а по периферии более кислый (№ 41—46). Микролиты плагиоклаза основной массы имеют состав еще более кислый. Структура основной массы андезита — пилотакситовая, гялопилитовая, иногда флюидальная. По минералогическому составу различают: роговообманковые андезиты, пироксено-роговообманковые андезиты и роговообманково-пироксеновые андезиты.

Андезиты с появлением в них небольшого количества кварца переходят в андезито-дациты. Последние встречены в краевых частях андезитового массива, севернее с. Николаевки, а также по балке Оттоман. Макроскопически они мало отличаются от андезитов. Под микроскопом различие проявляется в наличии среди основной массы кварца (до 20%) и более кислого плагиоклаза, который во вкрапленниках представлен андезином, а в основной массе — олигоклазом и олигоклаз-андезином.

Оливиновые трахибазальты встречены в западной части Сталино-Макеевского района, в поле шахты № 12 Трудовского рудника, в виде дайки мощностью около 4 м, прорезающей песчано-глинистые сланцы свиты C_2^5 . Простираение дайки близко к широтному. У контакта дайка обжигает угли пласта K_5 . Внешне — это черная, плотная порода микропорфировой структуры. Микровкрапленники представлены серпентинизированным оливином и авгитом. Основная масса сложена лейстами олигоклаза, калинатрового полевого шпата, авгита и рудного минерала. Из вторичных минералов присутствуют серпентин, хлорито-иддингситовый минерал и кальцит.

Таким образом, как видно из всего вышесказанного, зона контакта Украинского кристаллического массива с Донецким бассейном в верхнедевонскую эпоху являлась областью интенсивной вулканической деятельности, причем в течение верхнего девона наблюдается закономерное изменение состава эффузивных пород от ультраосновного до кислого.

Во второй (герцинской) фазе, по-видимому, была также прямая последовательность в излиянии лав (от основных к кислым).

Химические анализы дайковых и эффузивных пород юго-западной окраины Донецкого бассейна

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O±	П.л.п.	Сумма
1	41,20	3,98	10,35	5,51	8,54	0,19	11,26	10,48	1,62	0,15	—	—	1,65	5,11	100,04
2	45,24	2,42	10,82	5,76	7,43	0,15	11,78	11,03	0,80	0,88	—	—	—	3,12	99,43
3	43,54	4,18	8,44	9,32	8,15	0,09	8,79	9,73	2,67	1,46	0,51	0,09	1,24	1,80	100,01
4	42,74	3,62	9,15	9,65	8,56	0,11	6,88	8,55	3,29	1,73	0,77	0,05	1,30	3,60	100,00
5	41,14	3,42	13,73	8,54	5,96	0,09	8,16	9,97	1,42	1,44	0,35	—	—	4,92	99,14
6	43,10	4,00	15,02	6,99	6,92	0,23	5,84	9,40	2,05	2,48	0,32	—	—	3,34	99,69
7	41,83	6,30	5,60	10,15	6,90	0,27	9,25	10,98	1,77	1,94	2,30	—	—	2,28	99,57
8	46,00	3,59	8,95	8,18	8,76	0,26	7,12	10,92	1,63	1,62	0,62	—	—	2,31	99,96
9	43,10	4,62	13,68	8,45	4,66	0,21	6,63	13,39	0,96	1,53	0,34	—	—	2,23	99,80
10	52,03	2,68	15,40	5,02	6,13	0,32	3,90	5,70	3,42	1,85	0,23	0,03	—	3,24	99,95
11	52,36	2,71	14,73	9,62	2,75	0,15	3,99	3,99	3,45	1,96	0,26	0,04	—	3,69	99,70
12	52,70	2,16	15,50	4,77	4,74	0,11	5,36	3,78	2,66	4,70	—	—	0,58	2,71	99,83
13	49,72	2,97	15,36	4,51	6,60	0,03	6,24	3,71	2,76	3,72	—	—	0,63	3,26	99,51
14	49,80	1,71	18,05	6,17	3,74	0,08	3,62	5,42	4,15	4,02	0,84	—	0,34	1,89	99,83
15	42,96	4,60	14,03	7,41	6,54	0,13	5,56	12,70	2,21	1,06	0,39	—	—	1,83	99,42
16	49,48	0,86	11,47	5,03	6,32	0,16	7,90	6,44	2,06	3,88	0,74	—	1,78	3,64	99,76
17	58,06	0,75	14,70	3,79	1,93	0,14	3,62	6,22	4,09	1,90	0,14	0,19	1,56	2,51	99,60
18	54,90	0,79	14,87	0,83	6,32	0,28	2,84	5,74	3,08	1,09	0,41	0,73	0,45	8,28	100,61

19	64,97	0,91	14,15	3,67	0,73	0,09	2,25	4,37	4,71	1,74	0,29	—	—	2,07	99,96
20	55,72	0,96	14,95	1,27	6,47	0,11	2,93	5,04	3,81	3,33	0,46	0,23	0,24	4,94	100,46
21	58,16	0,40	16,38	1,56	4,02	0,14	2,59	4,76	4,09	3,71	0,23	сл.	0,94	2,60	99,58
22	58,62	0,40	18,88	1,14	3,04	0,07	1,19	2,71	5,63	5,00	0,17	0,03	0,52	2,14	99,54
23	64,11	0,14	17,35	2,80	1,29	0,10	0,43	0,37	6,44	5,28	0,04	0,13	0,10	0,98	99,61
24	63,05	0,20	19,60	1,00	1,28	0,04	0,65	0,20	6,00	6,12	0,13	0,10	0,45	1,07	99,99
25	66,00	0,21	14,78	1,70	0,64	0,05	0,65	3,40	3,73	3,29	0,07	0,16	1,00	3,84	99,52
26	64,28	0,33	14,94	1,71	2,44	0,13	0,91	3,36	3,58	3,04	0,14	0,13	0,46	4,46	99,91
27	80,74	0,54	6,67	0,18	3,46	—	1,95	0,53	0,24	3,13	—	—	0,18	1,57	99,19
28	79,86	0,77	9,63	0,42	1,43	0,01	0,10	0,56	0,60	5,51	0,05	0,24	0,06	0,58	99,82
29	83,40	0,32	5,20	1,22	3,01	0,12	0,77	0,37	0,44	2,30	0,08	0,08	0,58	1,62	99,51

1—пикрито-базальт, балка Антон-Тарама (А. А. Макухина); 2—пикрито-базальт, балка Антон-Тарама (И. С. Усенко); 3 и 4—плагноклазо-анальцимовый базальт, с. Стыла (А. А. Макухина); 5 и 6—базальт покровный, балка Василь-Тарама (И. С. Усенко); 7—либургит, с. Николаевка (И. С. Усенко); 8—авгитит—ксенолит в базальте (А. А. Макухина); 9—авгитит—ксенолит в базальте (И. С. Усенко); 10—андезито-базальт, балка Камышеваха (А. А. Макухина); 11—андезито-базальт, с. Каракуба (Г. М. Коровниченко); 12 и 13—трахибазальт, с. Новотроицкое (И. С. Усенко); 14—трахибазальт, балка Камышеваха (А. А. Макухина); 15—базальт дайковый, с. Новая Игнатьевка (И. С. Усенко); 16—оливиновый трахибазальт, Трудовский рудник (А. А. Макухина); 17—андезит, р. Сухая Волноваха (А. А. Макухина); 18—андезит, ст. Еленовка (А. А. Макухина); 19—андезито-дацит, с. Каракуба (П. Сушинский); 20—трахиандезит, ст. Еленовка (А. А. Макухина); 21—трахиандезит, с. Новотроицкое (А. А. Макухина); 22 и 23—трахит, р. Мокрая Волноваха (А. А. Макухина); 24—трахит, р. Кальмиус (И. Д. Царовский); 25 и 26—граносиенит-порфир, с. Новотроицкое (А. А. Макухина); 27 и 28—кварцевый порфир, с. Стыла (А. А. Макухина); 29—пепловый туф кварцевого порфира, р. Мокрая Волноваха (А. А. Макухина)

Вся вулканическая деятельность на территории северо-восточного Приазовья тесно связана с дизъюнктивными движениями, сопровождавшими формирование Донецкого бассейна.

Проявление юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна

Последнее время на территории северо-западного продолжения Донбасса бурением обнаружены туфогенные образования юрского возраста. Вскрыты они тремя скважинами. Две из этих скважин пробурены в с. Городне (в 16 км к северо-востоку от ст. Лозовая), третья близ с. Бунаково (в 44 км к северо-востоку от ст. Лозовая). Оба названные пункта расположены в 30 км один от другого.

Туфогенные образования представлены кластическими породами вулканического происхождения, залегающими среди юрских отложений под четвертичными, частью третичными осадками на глубине 8—13 м. Вскрытые скважинами вулканогенные кластолиты, с точки зрения содержания пирогенного материала (40—75%), являются типичными туффитами. Среди них имеются как разновидности, содержащие большое количество различной величины обломков эффузивов, — туфогенные псефиты (скважина с. Городни), так и разновидности, которые, наоборот, характеризуются довольно высокой степенью сортировки и по размерам составных частиц (0,4—0,5 мм в поперечнике) являются типичными туфогенными псаммитами (скважина с. Бунаково).

По вещественному составу среди них можно выделить литокластические разновидности, пользующиеся преобладающим развитием, и витрокластические, занимающие подчиненное положение. Среди обломков псефитовых туфогенных образований наибольшим распространением пользуются обломки, принадлежащие андезиту. Форма их бывает различная — то менее, то более угловатая. Размер обломков колеблется в довольно широких пределах, но большинство из них отвечает и формой и размерами лапилли.

Главными составными частями этих обломков являются плагиоклаз и амфибол, играющие роль микрофировых выделений. Основная масса состоит главным образом из стекла и лейст плагиоклаза, структура ее пилотакситовая; в виде аксессуаров выступают магнетит и апатит.

Состав плагиоклаза микрофировых выделений колеблется в пределах № 41—55. Представлен он брусковидными кристаллами, размером в среднем около 0,2 мм в поперечнике. Некоторые из них sdвойникованы в простые двойники, некоторые характеризуются зональным строением и почти все без исключения в центральной части замещены мелкоагрегатным чешуйчатым, зеленоватым хлоритовым веществом.

Амфибол представлен бурой или красно-бурой роговой обманкой, характеризующейся высоким двупреломлением (выше 0,030), почти прямым угасанием и обычной схемой абсорбции — $Ng < Nm < Np$. Кристаллы бурой роговой обманки большей частью вытянуты; иногда явно оплавлены, иногда опацифицированы; размер их колеблется в пределах 0,1—0,2 мм в поперечнике, изредка больше; некоторые из них замещаются темно-бурым сильно железистым биотитом.

Стекло основной массы нередко занимает около 50% объема породы, обычно в большей своей части раскристаллизовано в агрегат, состоящий из мельчайших изометричных, частью лейстоподобных чешуек минерала с низким двупреломлением, представляющих хлоритоподобное вещество; окраска стекла светло-серая или буроватая. Из вторичных минералов обычно присутствует хлорит и карбонат, замещающие плагиоклаз.

Кроме обломков такого состава, в туфогенных псефитах не менее часты обломки, содержащие микрофировые выделения не базальтической роговой обманки, а обыкновенной зеленой с углом между оптическими осями, равным $73-84^\circ$ (значение угла отрицательно) или буровато-зеленой с углом $2V = -60^\circ$. В этих обломках из темноцветных компонентов в переменных количествах присутствует также биотит, иногда моноклинный пироксен ($2V = -55^\circ$). Они в зависимости от содержания и характера темноцветного минерала принадлежат либо биотито-рогово-обманковому, либо пироксено-роговообманковому андезиту. Некоторые обломки пород размером до 2 см в поперечнике состоят исключительно из призматических кристаллов плагиоклаза, моноклинного пироксена ($2V = +60^\circ$) и буроватого стекла; по составу они отвечают пироксеновым андезитам.

Туфогенные псефиты, кроме обломков пород, содержат большое количество обломков отдельных минералов размером до 2 мм в поперечнике. Среди них количественно главную роль играет вулканическое стекло (пепел), выступающее в виде обломков самой разнообразной формы. Стекло, как правило, в значительной степени разложено, обладает обычно сероватой или грязно-зеленоватой окраской и иногда содержит мельчайшие включения магнетита и некоторое количество лейтс плагиоклаза. Кроме пепла, в породе обычно присутствует заметное количество обломков кварца, моноклинного пироксена, биотита, бурой и зеленой роговой обманки, плагиоклаза (№ 23), рудного минерала и обуглившихся растительных остатков. Туфогенные псефиты обычно сцементированы карбонатным цементом, реже железистым, кремнистым или глинистым.

Туфогенные псаммиты обнаружены в скважине с. Бунаково. В отличие от туфогенных псефитов они характеризуются весьма высокой степенью сортировки. Размер обломков колеблется в пределах 0,4—0,5 мм в поперечнике, форма их различная.

Часть кластического материала, слагающего описываемую толщу принадлежит обломкам пород, состоящим главным образом из микрофировых выделений бурого амфибола и зональных призматических кристаллов плагиоклаза. Основная масса этих обломков сложена преимущественно стеклом, обладающим различной степенью раскристаллизации, иногда очень незначительной.

Другая часть представлена обломками отдельных минералов, принадлежащих обычно кварцу, реже бурому амфиболу, полевому шпату, биотиту. И, наконец, третья часть — наибольшая, представляет собой вулканическое стекло (пепел); это в значительной своей части раскристаллизованное и тонкоагрегатное чешуйчатое вещество. Иногда в обломках стекла наблюдаются мельчайшие игольчатые кристаллы полевого шпата.

Весь этот кластический материал сцементирован корковым цементом, обладающим зональным строением; при этом внутренняя зона обычно представлена халцедоном или кварцином, внешняя — опалом. В некоторых случаях аналогичные породы сцементированы не кремнистым, а глинистым или железистым цементом.

Изучение кернового материала показывает, что туфогенные псефиты и псаммиты не образуют отдельной самостоятельной толщи, а довольно густо переслаиваются с серыми и темно-серыми глинами и глинистыми алевролитами. Все эти породы в изобилии содержат обуглившиеся растительные остатки. В скважине, пробуренной в с. Горodne, в глинах и алевролитах обнаружены растительные остатки, характерные для

толщи келловей-бата северо-западных окраин Донбасса. В образцах из этого же интервала обнаружены также ядра и отпечатки пластинчато-жаберных моллюсков, возраст которых определяется как келловей-батский, точнее как нижнекелловейско-верхнебатский.

Юрский возраст описываемых туфогенных отложений подтверждается также составом фораминифер, обнаруженных в кровле туфогенных пород. Эти формы доказывают не только юрский возраст туфогенных отложений, но и морское их происхождение.

Анализ ископаемой флоры, макро- и микрофауны дает возможность сделать вывод, что накопление туфогенных пород происходило в верхнем бате и нижнем келловее. Мощность келловей-батских отложений северо-западной окраины Донбасса достигает 80—85 м. Мощность описываемой келловей-батской толщи туфогенных образований неизвестна, так как скважины остановлены именно в этих отложениях. В с. Городне скважина по туфогенным породам прошла около 33 м; скважина, заложенная у с. Бунаково, прошла по этим отложениям 42 м.

Тектоника района развития туфогенных отложений изучена еще недостаточно. Однако уже и теперь можно считать доказанным, что основным тектоническим элементом района являются купольные структуры, приуроченные к одной линии. Таковую, в частности, линию, вытянутую в северо-западном направлении, образуют Славянский, Корульский, Камышевахский и Петровский куполы. В последние годы к северо-западу от Петровского купола установлен еще Волвенковский, вслед за которым еще далее к северо-западу обнаружена короткая Крутоярская брахиантиклиналь, и дальше Михайловский купол.

К северо-востоку от описанной цепи параллельно ей прослеживаются еще по крайней мере две менее значительные цепи куполов, изученные пока еще очень слабо. К юго-западу от главной цепи куполов сохраняется тот же тип тектоники. Это подтверждается открытием в последнее время куполовидных структур в районе ст. Беляевка и с. Ново-Мечебиловка.

Такова в самых общих чертах схема тектоники северо-западных окраин Донбасса.

Оба участка, в которых обнаружены туфогенные образования, находятся в междукупольных прогибах (мульдах). Село Бунаково — расположено в прогибе, ограничивающем с юго-запада Крутоярскую, Волвенковскую и Петровскую структуры, а с. Городня — в аналогичном прогибе, ограничивающем с юго-запада Новомечебиловскую структуру.

Наряду с этим, большую роль в тектонике района играют также дизъюнктивные нарушения. Это подтверждается наличием в куполах сложной сети сбросов. Изучение дизъюнктивных нарушений в прогибах связано с большими трудностями, так как здесь палеозойские и мезозойские отложения погребены под сплошным плащом третичных и четвертичных осадков. Намечавшиеся геологами до сих пор в этих местах линии разломов строились главным образом по догадкам. Тем не менее наиболее вероятным все же кажется предположение, что возникновение туфогенных пород связано с вулканическими извержениями, приуроченными к разломам, которые в достаточной степени еще не выявлены и не изучены.

Извержения, по-видимому, происходили в прибрежной полосе юрского моря, так как характер юрских отложений северо-западной окраины Донбасса явно дельтовый. Это совершенно определенно подтверждается обилием растительных остатков, бедностью остатков фауны, наличием пресноводной фауны, наряду с морской, и характером косой

слоистости. Незначительная удаленность очагов эффузии от участков осаждения туфогенного материала подтверждается плохой окатанностью материалов и сравнительно большими размерами обломков, входящих в состав описанных туфогенных псефитов.

Маловероятным является предположение, что туфогенные породы данного района возникли за счет размыва более древних вулканических образований. Источниками такого размыва могли бы быть прежде всего палеозойские отложения открытого Донбасса, затем палеозойские отложения, слагающие ядра куполов описываемого района, и, наконец, эффузивы Украинского кристаллического массива, расположенного к югу от данного района.

Перенос обнаруженного скважинами туфогенного материала издалека, в данном случае из открытой части Донбасса, мало вероятен, прежде всего потому, что среди вскрытых туфогенных пород имеются туфо-брекчии (туфогенные псефиты), обломочный материал которых слабо окатан; во-вторых, в случае переноса издалека состав обломков характеризовался бы большим разнообразием, чего в действительности нет; наоборот, состав обломков туфогенных псефитов (туфо-брекчий) почти мономиктовый. Кроме того, следует подчеркнуть, что если бы туфогенный материал приносился из Донбасса, то среди келловей-батских отложений сложенные туфогенным материалом породы были бы обнаружены прежде всего ближе к Донбассу — в Изюмском и Славянском районах. На самом деле они там отсутствуют.

Источником пирогенного материала не могут быть также и палеозойские или триасовые отложения, слагающие ядра местных куполов, так как, несмотря на многолетнее тщательное изучение состава этих отложений, кластический материал вулканогенного происхождения среди них не был обнаружен. Дайковые породы (не эффузивные) встречены только среди палеозойских отложений и исключительно диабазового состава.

Совершенно исключается привнос туфогенного материала со стороны кристаллического массива, ибо в этом случае мы наблюдали бы, во-первых, туфогенные породы не на отдельных небольших участках, а на всей площади северо-западной части Донбасса; во-вторых, среди обломков рассматриваемых пород были бы не только обломки эффузивов, но и других пород, слагающих массив, причем в значительно большем количестве, чем эффузивных, так как в составе кристаллического массива эффузивные породы количественно играют ничтожную роль.

Следует также отметить что основная масса туфогенного материала слагается из вулканического пепла, частицы которого не несут следов окатывания, из чего можно с некоторой долей вероятности допустить, что пепел садился в водный бассейн непосредственно из воздуха.

Все это дает основание связывать формирование описанных туфогенных пород с эффузивной деятельностью, происходившей на грани келловей и бата по тектоническим разломам.

Масштабы эффузивной деятельности юрского времени в пределах северо-западной окраины Донбасса остаются пока неясными. Неясным пока остается также вопрос связи ее с юрскими эффузиями Крыма. Решение этих вопросов — дело будущего.

Вулканические туфы в кайнозойских отложениях УССР

Указания о том, что вулканический пепел встречается в кайнозойских отложениях УССР имеются у В. Д. Ласкарева, П. К. Замория, М. Н. Ключникова и некоторых других геологов.

В. Д. Ласкаревым (1914в) впервые обнаружен был вулканический пепел в нижнесарматских отложениях окрестностей с. Бондаревки, по р. Збручу. В 1936 г., в окрестностях г. Днепропетровска, в толще четвертичных отложений был обнаружен вулканический пепел, подробно описанный П. К. Заморием (1937). Этот пепел залегает в виде двух мало-мощных прослоев среди толщи лёссовидных суглинков на глубине 9,0 и 9,7 м. Пепел слоистый, плитчатый, бескарбонатный, по внешнему виду напоминает лёссовидный суглинок, но значительно легче его и более пористый. Минералогический состав его: обломки вулканического стекла, количество которого составляет около 40%, кварц, авгит, кальцит, гипс, полевые шпаты, циркон, рутил, апатит и вторичное глинистое вещество.

Время образования вулканического пепла из окрестностей Днепропетровска П. К. Заморий параллелизует с временем образования вулканического пепла у озера Старого (Крымская область) и условно относит к Днепровско-Оршицкому интергляциалу ($Q_{III}-R-W$).

При обработке материалов по разведке никопольских марганцевых руд был обнаружен вулканический пепел в толще нижнесарматских отложений, вскрытых скважиной в окрестностях с. Новой Воронцовки; он залегает здесь на глубине 74,6 м в толще нижнесарматских глин и внешне представляет собой пепельно-серый мелкозернистый песок. Минералогический состав его характеризуется присутствием остроугольных обломков вулканического стекла, вместе с которым в небольшом количестве встречаются зерна кварца, циркон и другие акцессорные минералы.

М. Н. Ключниковым приводятся данные о наличии совершенно неокатанных обломков вулканического туфа, вскрытых скважиной в толще нижнетретичных отложений на правом берегу р. Конки у с. Васильевки. Обломки вулканического туфа подчинены здесь угленосным породам бучацкого времени и констатированы на глубине 109 и 130 м. На глубине 109 м они встречены среди серого мелко- и среднезернистого песка, мощность которого составляет 2 м; на глубине 130 м — среди неравномернозернистого песка с крупными обломками кварца, кремня и массой мелких обломков вулканического туфа. Находки вулканического пепла и вулканического туфа в кайнозойских образованиях Украины свидетельствуют о наличии юного вулканизма в ее пределах и смежных с нею территориях Крымо-Кавказской области.

С этой точки зрения весьма интересно присутствие вулканического пепла в четвертичных отложениях озера Старого Крымской области (Заморий, 1937) и вулканического пепла в четвертичных отложениях окрестностей г. Павловска и слободы с. Дуванки Воронежской области (Дубянский, 1935). Вулканический пепел с. Дуванки В. М. Лодочников отнес к трахит-туффитам и высказал предположение о том, что «материал для трахитового туффита с. Дуванки скорее всего происходит из вулканического очага, который расположен недалеко от места залегания самого туффита». По мнению П. К. Замория, этот очаг находился либо в пределах Воронежской области, либо в пределах Донбасса.

ТЕКТОНИКА

Введение

В этом разделе приводится описание основных геоструктур осадочного покрова платформенной части Украины и Молдавии: Днепровско-Донецкой впадины, Волыно-Подольской плиты и Причерноморской впадины (см. рис. 2). Отдельная глава посвящена описанию тектонического

строения области сочленения Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса.

Являясь центральным ядром в строении платформенной части УССР, Украинский кристаллический массив на юго-западе ограничивается обширной плитой, простирающейся от г. Одессы на юго-востоке до г. Бреста на северо-западе.

Эта плита представляет погруженную под палеозойские образования часть кристаллического массива. Южные участки плиты образуют северный склон Молдавской впадины, входящей в состав обширной Причерноморской впадины. Средняя часть плиты (между р. Днестр и Волинским разломом) выделяется под названием Волыно-Подольской плиты, а часть, расположенная далее к северо-западу—Львовско-Люблинской впадины.

Волыно-Подольская плита как самостоятельный регион выделяется главным образом вследствие некоторой общности геотектонического развития этой территории с Силезским бассейном и Келецко-Сандомирским краем. Каледонская и герцинская складчатость нашли отражение в западной части Волыно-Подольской плиты и в южной части Львовско-Люблинской впадины. Начиная с острожского времени, эта область пережила сложную историю развития, последовательно испытывая влияние каледонского, герцинского и альпийского тектогенезов.

Результаты многочисленных исследовательских и разведочных работ, проведенных после Великой Отечественной войны, а также данные опорного бурения позволяют выделить новый регион—Молдавскую впадину как часть Причерноморской впадины и рассматривать ее как краевой поперечный прогиб платформы, соединяющийся на западе с альпийской геосинклинальной областью Кавказа—Крыма—Балкан.

Днепровско-Донецкая впадина тесно связана по своей геологической истории с Донецким бассейном. Но вопрос о соотношении Донбасса и впадины едва ли решается просто и однозначно. Необходимо учитывать, что в течение фаменского и турнейского веков и в нижневизейское время Днепровско-Донецкая впадина в некоторых своих зонах была областью интенсивного накопления осадков флишевого типа. Не исключена также возможность, что в конце нижнего визе во впадине достаточно интенсивно проявились тектонические движения, в результате которых установились платформенные условия. В дальнейшем отмечается некоторая синхронность колебательных движений во впадине и в новой интрагеосинклинали, сформировавшейся на месте современного Донбасса. Следовательно, для геоструктуры Днепровско-Донецкой впадины представляется вероятным наличие дислоцированного нижнегерцинского фундамента.

Характер нижнегерцинских дислокаций остается пока неясным вследствие значительной глубины залегания нижнего карбона в центральном грабене (свыше 2,5 км). Важнейшая роль в изучении и расшифровке глубинной тектоники Днепровско-Донецкой впадины принадлежит геофизическим методам.

К числу нерешенных вопросов относится также существование поперечных валов в Днепровско-Донецкой впадине. Начиная с П. И. Степанова, многие исследователи предполагают, что эти поперечные валы играют существенную роль в тектонике впадины.

Не менее дискуссионным представляется вопрос о генезисе глыб диабазов, часто встречающихся в кольцевых и линейных брекчиях перфорированных соляных структур.

Причерноморская впадина рассматривается как очень крупный и сложный регион, составными частями которого являются два краевых продольных прогиба (Азовско-Кубанский и Каркинитский), краевой

поперечный прогиб (Молдавская впадина) и Альпийская платформа (северное крыло Причерноморской впадины), контактирующая на севере с Украинским кристаллическим массивом (щитом), на юге — с краевыми прогибами.

Южный склон Украинского кристаллического массива и северное крыло Причерноморской впадины как геоструктурные элементы тесно между собой связаны. Это обстоятельство заставляет рассматривать Причерноморскую впадину как геоструктуру, важнейшим признаком которой является сопряженность на севере с Украинским кристаллическим массивом. В связи с этим контуры Причерноморской впадины принимаются нами в границах, указанных А. Д. Архангельским (1947б).

М. В. Муратов (1949) предложил расчленение Причерноморской впадины на две менее значительные: Азовско-Кубанскую впадину на востоке и Причерноморскую — на западе, разделяющиеся между собой в районе Перекопского перешейка «Перекопской поперечной перемычкой». Но ввиду того, что на запад и восток от Перекопского перешейка мы имеем сходные фации третичных бассейнов и однообразие в залегании пород, отпадает необходимость расчленения Причерноморской впадины на две самостоятельные впадины.

Тектоника Днепровско-Донецкой впадины

Первые сведения о геологическом строении Донецкой складчатой зоны и Днепровско-Донецкой впадины были опубликованы А. П. Карпинским в 1883 г. В своей работе «Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России» А. П. Карпинский писал, что в южной половине Европейской России существует зачаточный горный кряж, протягивающийся от Келецко-Сандомирского горного сооружения к Мангышлакскому Кара-Тау, параллельно Кавказскому хребту. Он не исключал при этом возможности продолжения этой тектонической полосы далеко на северо-запад через всю Западную Европу к Везерским горам и Тевтобургскому лесу, а на востоке — до южного побережья Аральского моря к возвышенностям Султан-Уиз-Даг и Шейх-Джели.

По А. Д. Архангельскому, Днепровско-Донецкая впадина возникла на месте современного Донецкого бассейна и участка платформы, расположенного западнее последнего, соответствующего территории современной Днепровско-Донецкой впадины. По этому вопросу он писал: «После своего возникновения впадина постепенно расширялась по направлению к северу, захватывая все новые участки Воронежского массива. Это видно по залеганию в этой области нижнекаменноугольных пород непосредственно на докембрийских. Параллельно с этим расширением шел длительный процесс опускания. Впадина при этом накопила в себе огромные толщи осадков, которые в конце палеозоя или в начале мезозоя были собраны в достаточно сложные складки; процесс складкообразования повторялся, по-видимому, неоднократно в мезозое и закончился на границе мелового и третичного периодов». Однако в ходе дальнейших исследований А. Д. Архангельский (1923б, 1935, 1941), в отличие от взглядов А. П. Карпинского и своих первоначальных, юго-восточное продолжение Донбасса связывал не со среднеазиатским горным сооружением, а протягивал его к Уралу и самую Донецкую складчатость он начал считать не альпийской, а герцинской.

Основанием для соединения складчатой зоны Донбасса с Уральской А. Д. Архангельскому послужили данные гравиметрических наблюдений в области Прикаспия. Анализируя карту аномалий силы тяжести, он за-

ключил, что к Уралу приурочивается резко выраженная полоса крупных положительных аномалий силы тяжести, которая протягивается в меридиональном направлении до южного конца Мугуджар. Южнее полоса этих аномалий поворачивает на юго-запад и с таким простираением подходит к берегу Каспийского моря южнее устья р. Эмбы. Навстречу этой полосе, с запада, из Донецкого бассейна проходит другая полоса положительных аномалий силы тяжести, приближающаяся к берегу Каспийского моря у устья р. Волги. Расположение обеих полос не позволяет сомневаться в том, что мы имеем дело с частями одной полосы положительных аномалий силы тяжести, которая опоясывает Восточно-Европейскую платформу, связывая Донецкую складчатую зону с Уральской.

Э. Э. Фотиади также разделяет эту гипотезу А. Д. Архангельского, считая, что погребенный кряж, прослеживаемый в Калмыцко-Сальских степях, является звеном, соединяющим Донецкую структуру с западной ветвью Уральской структуры. Д. Н. Соболев (1939в, 1941) отстаивал концепцию о существовании горной системы, проходящей через всю Европу, и, в частности, через Донецкий бассейн к среднеазиатским горным сооружениям. Полемизируя со многими исследователями, отрицавшими связь Донецкого бассейна с западноевропейскими и среднеазиатскими горными сооружениями, он указывает, что «разрыв между тектоническими образованиями следует считать не существующим или по меньшей мере не существенным. Эти структуры, без всякого сомнения, представляют часть одной и той же великой геосинклинали, которая проходит через весь Евразийский континент в виде зоны, отделяющей его южную часть от северной и распространенной до берегов Атлантического океана, за которым ее вероятным продолжением является Аппалачская геосинклинали. Этой геосинклинали наиболее приличествует название Средне-Европейской».

Таким образом, по идее Д. Н. Соболева (1939в), тектоническая зона, составной частью которой является Амадоцийский бассейн (Большой Донбасс), названный С. Бубновым Амадоцийской складчатой зоной, опоясывает весь земной шар. Н. С. Шатский (1931, 1937а, 1937б, 1946) дает два определения этой тектонической зоне: первое — что Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина представляют собой краевой прогиб герцинской зоны, осложняющий платформу и выклинивающийся к западу, и второе — что это поперечная краевая структура, подобная системе Вичита в США.

Анализ большого фактического материала, накопившегося за последнее десятилетие, в результате разведочного бурения на уголь и нефть по окраинам Донбасса и в Днепровско-Донецкой впадине, позволяет более точно охарактеризовать этот интереснейший регион, включающий в себя Днепровско-Донецкую впадину, Донбасс и его восточное продолжение. Если бы это была геосинклинали, тогда в первую стадию ее формирования для нее характерно было бы интенсивное прогибание и накопление мощных толщ осадочных отложений, измеряемых десятками километров. В Донецком бассейне установлена эта характерная особенность геосинклинали; в течение верхнепалеозойского времени в нем была накоплена десятикилометровая толща осадочных отложений. В Днепровско-Донецкой впадине этой особенности не установлено; в ней вся толща верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений в самой глубокой части впадины измеряется в среднем пятью километрами.

Для второй стадии формирования геосинклинали областей характерно интенсивное поднятие, смятие накопленных осадков в строго ориентированные линейные, сплошные складки с чередованием антиклиналов и синклиналилов и наличием предгорных прогибов. В Донецком бассейне

установлена и эта характерная особенность геосинклинали; в верхнепермское и триасовое время произошло интенсивное поднятие области Донецкого бассейна и смятие толщи осадочных пород, его выполняющих, в линейно вытянутые сложные складки северо-западного простирания. Образовались три крупных, антиклинала, разделенных синклинальными прогибами, а на северо-востоке складчатого Донбасса образовался Преддонецкий прогиб, характеризующийся накоплением отложений преимущественно верхнемелового возраста.

Приведенные факты подтверждают представление А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Д. Н. Соболева и других о Донбассе как о типичной геосинклинали, пережившей две фазы своего формирования.

Днепровско-Донецкая впадина формировалась совершенно по-иному и во второй стадии развития. Линейная непрерывная складчатость в ней отсутствует, а широко развита прерывистая складчатость, выраженная куполами, брахискладками, антиклиналь-флексурами, характерными для платформ, а не для геосинклиналей. Этим самым подтверждается правильность выводов Н. С. Шатского о том, что Днепровско-Донецкая впадина является не геосинклиналью, а синеклизой, т. е. платформенной структурой. Однако, несмотря на отличие структуры и условий формирования, Днепровско-Донецкая впадина и Донецкий бассейн имеют много общего. Поэтому не случайно А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, В. Д. Ласкарев, Н. С. Шатский и другие рассматривали оба эти региона не в отрыве один от другого, а совместно, как единую геоструктуру в теле Русской платформы.

Изучение палеонтологических остатков, а также петрографического и фациального состава пород, слагающих Днепровско-Донецкую впадину и Донецкий бассейн, показывает выдержанность распространения осадков почти всех стратиграфических горизонтов девонского и каменноугольного возрастов, однообразие в них остатков флоры и фауны, на всей площади Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна, от Мозыря и до ст. Белокалитвенская. Меняются лишь мощности осадков и их фациальный состав в зависимости от интенсивности прогибания того или иного участка.

В первый период своего формирования (от девона и до верхнего карбона) Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс представляли собой впадину в теле Русской платформы, неравномерно прогибающуюся. Начинаясь эта впадина в районе Старобина и постепенно углубляясь и расширяясь, переходила в Донецкую геосинклиналь, достигающую наибольшей ширины в юго-восточной части «видимого» Донбасса. Есть основание предполагать, что за пределами «видимого» Донбасса Донецкая геосинклиналь разделялась на две ветви, первую — северную, которая соединялась с Уральской геосинклиналью, и вторую — южную, соединяющуюся с Кавказской геосинклиналью. Впадина погружалась с разной интенсивностью; наиболее интенсивно погружалась геосинклинальная ее часть и менее интенсивно платформенная.

Герцинский цикл складкообразования вызвал обособление Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна. Накопленные в геосинклинальной части впадины осадки были смяты в сложные складки и образовали складчатую структуру Донбасса. Северо-западная часть этой крупной впадины (собственно Днепровско-Донецкая впадина) реагировала на складчатые движения как более жесткий участок, поэтому в ней линейная складчатость не проявилась, а вследствие поднятия центральной части впадины вдоль разломов образовались антиклиналь-флексуры.

Поднятие центральной части впадины вызвало образование вдоль разломов зон пониженного или ослабленного давления. Вертикальные

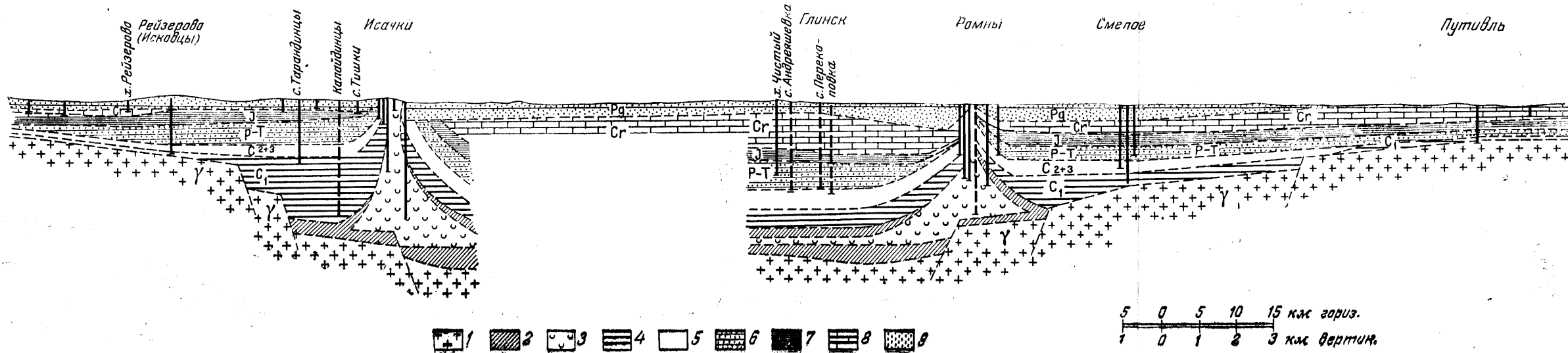


Рис. 104. Схематический геологический профиль вкост простираия Днепрово-Донецкой впадины

1—докембрий; 2—девон; 3—соль (девонская); 4—нижний карбон; 5—средний и верхний карбон; 6—пермь+триас; 7—юра; 8—мел; 9—палеоген и четвертичные отложения

Примечание. Диабазы соляно-купольных структур на профиле не показаны ввиду небольших размеров этих образований

тектонические движения в совокупности с гравитационными силами послужили импульсом к движению соли в Днепровско-Донецкой впадине из ее центральной части к зонам ослабленных давлений — зонам разломов в своды антиклиналь-флексур, и образованию соляных штоков и структур, осложненных солью. Движения альпийского тектогенеза усложнили структуры, сформированные во впадине в герцинском цикле, значительно изменив как отдельные локальные структуры, так и структуру Днепровско-Донецкой впадины в целом.

Структура Днепровско-Донецкой впадины обуславливается платформенными условиями ее формирования, отличающимися от геосинклинальных. Рассматривая строение Днепровско-Донецкой впадины мы сталкиваемся с наличием в ней разломов и сбросов, играющих ведущую роль в формировании основных черт структуры.

Днепровско-Донецкая впадина, как упоминалось выше, является частью Восточно-Европейской платформы, у которой докембрийский фундамент, расчлененный сбросами, опустился на значительную глубину. Такого мнения о впадине придерживались А. Д. Архангельский (1923б, 1935, 1941), А. П. Карпинский (1883, 1894), В. Д. Ласкарев (1905), позже к ним присоединился и Д. Н. Соболев (1939в, 1941) и др.

Границами Днепровско-Донецкой впадины являются: на юго-западе Украинский кристаллический массив, на северо-востоке — Воронежский кристаллический массив, на юго-востоке — складчатые сооружения Донбасса и на северо-западе — Белорусско-Балтийский выступ кристаллического фундамента. Анализ магнитного поля Украинского кристаллического массива, произведенный сотрудниками Института геологических наук АН УССР (Завистовский и Субботин, 1941; Балабушевич), показывает, что простирание аномалий, как правило, соответствует простираниям докембрийских складчатых структур (Криворожский синклиналь и др.). Анализ магнитных данных по всей юго-западной части Русской платформы позволил установить полное единство региональных закономерностей магнитного поля, единые простирания докембрийской складчатости Днепровско-Донецкой впадины, Украинского кристаллического массива и всей прилегающей к впадине на севере территории до широты Москвы. Этим подтверждается единство докембрийской истории и тектоники всей юго-западной части Русской платформы, включая впадину и Украинский кристаллический массив, и отвергается мнение о существовании различия в составе пород ложа впадины и прилежащих к ней с юго-запада и северо-востока кристаллических массивов.

Данные глубокого бурения вкост простирания Днепровско-Донецкой впадины по профилю г. Путивль, с. Смелое, г. Ромны, с. Глинск, с. Исачки, с. Колайдинцы и с. Райозеро (рис. 104) подтвердили наличие разломов в докембрийском фундаменте Днепровско-Донецкой впадины, по которым произошло опускание как докембрийского ложа, так и осадочных пород, его покрывающих.

Рассматривая абсолютные отметки глубин залегания докембрийских пород по скважинам на северном склоне Днепровско-Донецкой впадины, можно установить следующие основные черты его строения. В г. Путивле кристаллические докембрийские породы были вскрыты на глубине 810 м (рис. 104), а в с. Смелом, находящемся на расстоянии 45 км к югу от г. Путивля, на глубине 2218 м. Общее понижение докембрийского ложа на этом расстоянии составляет 1408 м. Кроме того, на этой же площади северного склона Днепровско-Донецкой впадины, между г. Путивлем и с. Смелым мы наблюдаем резкое погружение меловых пород под палеогеновые и четвертичные отложения. Если севернее линии, идущей от г. Путивля к г. Сумы, меловые породы обнажаются на днев-

ной поверхности, то южнее этой линии они резко погружаются под третичные и четвертичные отложения. По этой линии проходит так называемое «меловое плечо» Д. Н. Соболева. Согласно данным геофизических исследований, южнее г. Путивля намечается резкий уступ в докембрийском кристаллическом фундаменте, который интерпретируется как разлом.

Все эти данные в совокупности дают нам основание предполагать наличие разлома и сброса между г. Путивлем и с. Смелым. Разлом проходит от г. Купянска на юго-востоке, севернее Харькова, в двух-трех километрах южнее г. Сумы, несколько южнее г. Путивля, южнее г. Гомеля через г. Речицу, севернее Давыдовки, и дальше, меняя северо-западное простирание на широтное, соединяется с северной линией Ельско-Шатилковского грабена.

Вторая линия сброса проходит юго-западнее мелового плеча между г. Ромнами и с. Смелым. Наличие этого сброса подтверждают разрезы роторных скважин в сс. Смелом и Засулье. Отложения визейского яруса в Смеловской скважине встречены на глубине от 2100 до 2218 м, а дальше скважина вошла в кристаллический фундамент; в Засульской скважине те же отложения (С_{1v}) были встречены в интервале глубин 1924,2—2228,2 м, т. е. почти на той же глубине, что в Смеловской скважине. Но Засульской скважиной было пройдено 205 м пород визейско-турнейского возраста и 617 м верхнедевонских отложений; на глубине 3050 м скважина еще не дошла до кристаллического фундамента. Погружение кристаллического фундамента больше чем на 822 м по сравнению со Смеловской скважиной на сравнительно небольшом расстоянии (25 км), появление в Засульской скважине визейско-турнейских и верхнедевонских отложений, отсутствующих в Смеловской скважине, явно свидетельствует о наличии крупного разлома между Ромнами и Смелым.

В скважине, пробуренной на северном крыле Роменской структуры, абсолютные отметки залегания верхнепалеозойских пород, почти одинаковые с абсолютными отметками залегания их в с. Смелом, но на южном крыле верхнепалеозойские осадки резко погружаются, причем, если судить по залеганию пермотриасовых пород в Ромнах и Глинске, то амплитуда погружения достигает 1,5—2 км, хотя расстояние между Ромнами и Глинском всего 17 км. В Глинске абсолютная отметка поверхности залегания докембрийских пород будет порядка 4,5—5 км.

Опускание южных крыльев структур, аналогичное опусканию южного крыла Роменской структуры, мы наблюдаем в Дмитровской, Синевской и Шебелинской структурах. Это обстоятельство дает основание предполагать, что третья северная линия разлома в Днепровско-Донецкой впадине проходит по направлению от с. Кладковки южнее Бахмача на с. Дмитриевку, г. Ромны, сс. Синевку, Чупаховку, Журавное, Шебелинку, г. Изюм, и дальше идет по северной окраине Донбасса (рис. 105).

Рассматривая строение южного склона Днепровско-Донецкой впадины, мы убеждаемся, что он также рассечен ступенчатыми сбросами и погружается в северном направлении. Это неоспоримо подтверждается приведенными ниже фактическими данными колонкового бурения и геофизических исследований. Вдоль устья р. Орели в районе от с. Шульговки до с. Царичанки был заложен ряд колонковых скважин. Самая южная из них вскрыла породы среднего карбона на глубине 110 м, а кристаллический фундамент на глубине 143 м. Другая скважина (№ 13585) вскрыла породы среднего карбона на глубине 112 м, а кристаллический фундамент на глубине 185,5 м. Заложенные ГПК треста «Укрвостокнефтеразведка» колонковые скв. № 1, 2 и 3, расположенные

севернее двух первых скважин, но по тому же профилю, вскрыли соответственно отложения среднего карбона на глубинах 100, 129 и 190 м и кристаллический фундамент на глубине 256,5, 355 и 480 м. Скважины, пройденные геологопоисковой конторой в районе с. Царичанка (№ 4 и 5), вскрыли: первая — на глубине 245 м отложения триаса, вторая — на глубине 121 м юрские отложения. По данным геофизических наблюдений, кристаллический фундамент здесь залегает на глубине свыше 1000 м.

Профиль скважин, заложенных по почти меридиональному направлению и пробуренных Украинским геологическим управлением в районе Новомосковска, дал следующие результаты: самая южная скважина № 67 не вскрыла совсем каменноугольных отложений и на глубине 105 м вошла в кристаллический фундамент; скв. № 66 на глубине 100 м вошла в нижнекаменноугольные отложения, а на глубине 160 м вошла в породы кристаллического фундамента; скв. № 65 в нижнекаменноугольные породы вошла на глубине 102 м, а в породы кристаллического фундамента на глубине 212 м, скв. № 64 в нижнекаменноугольные породы вошла на глубине 103 м, а в кристаллический фундамент — на глубине 257 м. Скв. № 60 вошла в нижнекаменноугольные породы на глубине 170 м от поверхности земли, а кристаллического фундамента не вскрыла и на глубине 400 м.

Приведенные факты дают возможность сделать предположение, что между с. Могилев 1 и с. Царичанкой проходит зона разлома с небольшой амплитудой перемещения пород, протягивающаяся несколько севернее Новомосковска и несколько южнее Павлограда к окраинам Донбасса. К северо-западу она проходит почти параллельно руслу р. Днестра, севернее г. Кременчуга, Черкасс, на г. Канев.

Вторая линия разлома, так называемая Хорольская, проходит несколько севернее с. Исковцев (между Исковцами и Колайдинцами), что подтверждается данными двух роторных скважин, пробуренных в Исковцах (Райозеровская скважина) и в Колайдинцах (№ 1-р), расстояние между которыми 21,61 км.

Скважина, пробуренная в с. Исковцах (Райозеровская), вошла в кристаллические породы докембрия на абсолютной отметке — 1333 м. Колайдинская роторная скважина на глубине 3230 м находилась еще в породах нижнекаменноугольного и, возможно, девонского возраста¹ (рис. 104). Это дает нам основание утверждать, что между с. Новосельцами и с. Колайдинцами проходит региональный разлом и сброс в кристаллическом фундаменте с амплитудой перемещения до 3 км. Данные роторного бурения и геофизических работ, проведенных в этом районе, дают основание утверждать о наличии на южном борту Днепровско-Донецкой впадины трех линий разломов: 1) южной, проходящей от Канева севернее г. Черкасы, Кременчуг и с. Шульговки; 2) Хорольской, проходящей севернее с. Райозера через сс. Хорол, Зачепилровку, на Михайловку и Юрьевку, и 3) Исачковской, расположенной еще севернее, ближе к центральной части впадины (рис. 105). Существование Исачковской линии разлома, аналогичной Роменской, подтверждается наличием у Исачковской структуры резко опущенного северного крыла, увеличением мощностей отдельных стратиграфических горизонтов мезо- и кайнозоя на этом крыле и линейным расположением вдоль этой линии разлома соляных структур: Поздняковской, Исачковской, Ромодановской, Радченковско-Лейковской, Полтавской. Поэтому имеется возможность более точно

¹ Последние данные подтверждают девонский возраст этих пород.

указать направление Исачковской линии разлома. Она будет проходить через следующие населенные пункты: Остер, Свидовец, Туровку, Лемешевку, Яцины, Бубны, Логовики, Поздняки, Исачки, Ромодан, Радченково, Полтаву и дальше по южной окраине Донбасса.

История формирования Днепровско-Донецкой впадины. В додевонское время южный участок Русской платформы представлял собой денудированное докембрийское складчатое сооружение с субмеридиональным простираем складчатых структур, с наличием поднятий и утесов, сложенных более крепкими породами, и впадин между ними.

В начале среднего девона (в эйфельском веке), тектонические движения начала герцинского тектогенеза нашли свое отражение в образовании в южной части Русской платформы двух крупных разломов северо-западного простираения — Роменско-Шебелинского и Исачковско-Полтавского, в результате чего выделились три геотектонических элемента: Воронежский и Украинский кристаллические массивы и Днепровско-Донецкая впадина между ними. Образование этих разломов сопровождалось интрузиями и эффузиями магматических масс (район г. Чернигова, бассейн р. Кальмиуса и другие районы), а узкая полоса Русской платформы, заключенная между этими двумя разломами, начала постепенно опускаться.

Герцинский цикл тектогенеза начался повсеместным погружением и средне-верхнедевонской трансгрессией, которая захватила значительные площади, в том числе и Днепровско-Донецкую впадину. В франкий и фаменский века Днепровско-Донецкая впадина представляла собой полузамкнутый мелкий морской бассейн, состоящий из серии лагун, который периодически сообщался с морем. Дно этого бассейна представляло собой серию выступов кристаллических пород и впадин в нем, образовавшихся в результате неоднородности пород, слагающих складчатые сооружения, и разной устойчивости их по отношению к выветриванию. Поэтому во впадине образовался не один сплошной морской залив, а целая серия закрытых и сообщающихся лагун, разделенных множеством крупных и мелких островков. Периодам поднятий южной части Русской платформы соответствовало разобщение Днепровско-Донецкой впадины с девонским морем, а также интенсивное испарение и отложение соли в лагунах этого бассейна. Периодам опускания соответствовало соединение впадины с девонским морем и отложение в ней терригенных осадков. Судя по мощности соленосных отложений девона, в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (800 м по Корневской скважине) и значительному преобладанию в них галогенных осадков над терригенными, можно сделать вывод, что глубина лагун в Днепровско-Донецкой впадине сильно не менялась; периоды сообщения лагун с девонским морем были кратковременными, а опускание дна компенсировалось отлагающимися в них химическими и терригенными осадками.

В конце фаменского века произошло поднятие дна Днепровско-Донецкой впадины; здесь начали накапливаться континентальные осадки, представленные пестроцветными глинами и песчаниками (Роменские скв. № 34, 40, Домановичская № 1-р). В верхнедевонский период герцинского тектогенеза (в бретонскую фазу) произошли значительные изменения в структуре Днепровско-Донецкой впадины, выразившиеся в расширении ее за счет присоединения к ней узких участков вдоль северо-восточного и юго-западного склонов. Каждый из бортов впадины был рассечен разломами, которые прошли: на северо-восточном склоне параллельно Роменско-Шебелинскому разлому, а на юго-западном — почти параллельно Исачковско-Полтавскому разлому. Разломы отчленили значительные участки платформы, которые начали погружаться вместе с цент-

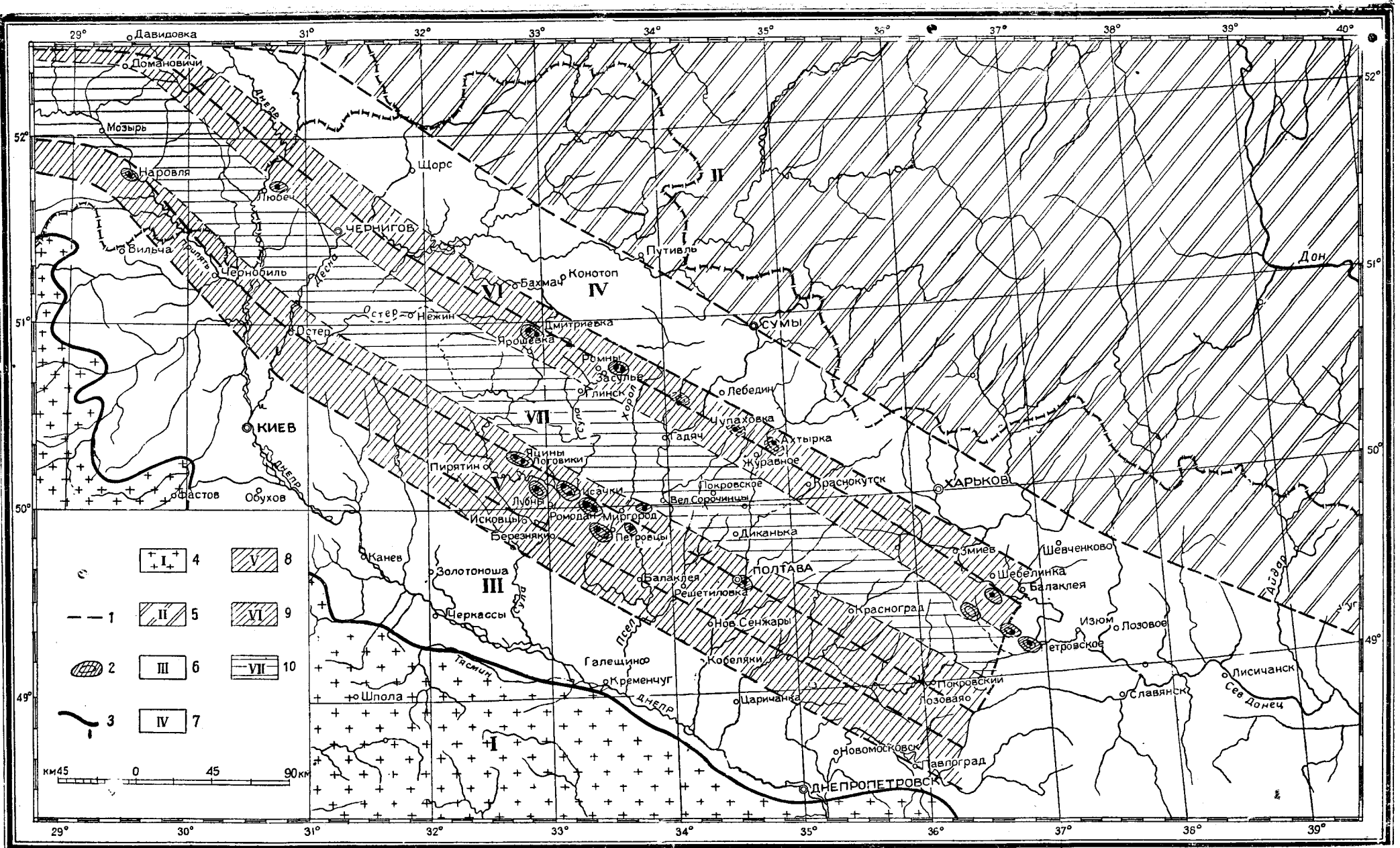


Рис. 105. Тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины

1—линии разломов; 2—тектонические структуры; 3—контур выхода на поверхность кристаллического фундамента; 4—Украинский кристаллический массив; 5—Воронежская плита; 6—юго-западный склон Днепровско-Донецкой впадины; 7—северо-восточный склон Днепровско-Донецкой впадины; 8—юго-западная зона соляных структур; 9—северо-восточная зона соляных структур; 10—центральная часть впадины

ральной частью впадины. Направление этих разломов указано на схематической тектонической карте Днепровско-Донецкой впадины (рис. 105).

В турнейский и визейский века вновь происходит погружение Днепровско-Донецкой впадины, вызвавшее морскую трансгрессию. При этом дно впадины погружалось неравномерно, а в силу этого в разных участках отлагались разные мощности терригенных осадков.

Юго-западная, присклоновая часть Днепровско-Донецкой впадины погружалась более интенсивно, чем северо-восточная, о чем свидетельствует значительная разница в мощности отложений турнейско-визейского возраста на юго-западной и северо-восточной частях впадины. В Колайдинской скважине, расположенной в юго-западной склоновой части, мощность этих отложений достигает 1485 м, а Смеловской и Роменских скважинах (северо-восточная часть впадины) она не превышает 200 м (см. рис. 104). Можно предполагать, что турнейское море покрывало не только юго-западное крыло впадины, но и Украинский кристаллический массив, если не целиком, то в большей его части. Однако этому предположению несколько противоречит характер турнейских осадков, вскрытых скважинами в юго-западной части впадины. В Колайдинской скважине 1485 м турнейско-визейских отложений представлены крупнозернистыми песчаниками со значительным содержанием слабо окатанных обломков полевых шпатов, переслаивающихся со сланцами и аргиллитами серого и темно-серого цветов, причем песчаники явно преобладают над сланцами. Слабая окатанность не только зерен кварца, но и полевого шпата в песчаниках и наличие в них совершенно свежих зерен калиевого полевого шпата, граната и пластинок биотита (установленное М. П. Кожич-Зеленко), свидетельствует о близости области сноса терригенного материала и быстром захоронении этого материала, что могло иметь место при наличии поднимающегося Украинского кристаллического массива и интенсивно прогибающейся юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины.

В судетскую фазу герцинского тектогенеза (среднекаменноугольный период) вначале произошло некоторое поднятие впадины (в каяльский век), а затем вновь продолжалось ее опускание и накопление в ней осадков. Центральная часть впадины опускалась более интенсивно, а крылья—медленнее. Отсутствие отложений среднего карбона на северо-восточном крыле впадины, севернее г. Путивля, и залегание на этой площади отложений перми и триаса с резким угловым несогласием на породах нижнего карбона, по-видимому, следует объяснить размывом отложений среднего карбона в верхнекаменноугольное время. Подтверждением может служить характер осадков среднего карбона, пройденных скважинами в районе с. Смелое. Смеловскими скважинами вскрыты отложения среднего карбона от свиты C_2^2 до свиты C_2^7 , представленные в основном глинами с прослоями известняков и редкими прослоями песчаников. Это свидетельствует о том, что берег моря находился довольно далеко, поэтому есть основания предполагать, что и в районе г. Путивля, и севернее его, отлагались осадки среднего карбона, которые позже были смыты.

В верхнекаменноугольный период герцинский тектогенез вызвал поднятие Украинского кристаллического массива вместе с юго-западным склоном впадины, вплоть до линии с. Исачки — г. Полтава, и погружение центральной ее части. Это подтверждается тем, что на всей территории юго-западной части впадины от линии Исачки—Полтава и до границ Украинского кристаллического массива прослеживается перерыв в осадконакоплении; здесь не встречаются отложения верхнего карбона, а на размытой поверхности нижнего или среднего карбона залегают непо-

средственно породы перми, триаса или юры. Аналогичная картина наблюдается и на северо-востоке впадины: поднялся Воронежский кристаллический массив и вместе с ним северо-восточное крыло впадины.

В конце верхнего карбона (в уральскую фазу герцинского тектогенеза) в результате тектонических движений произошло поднятие всей впадины, которое наиболее интенсивно проявилось в зонах ступенчатых сбросов: Роменско-Шебелинской и Исачково-Полтавской. Это привело к образованию зон ослабленного давления вдоль линий разломов и формированию вдоль них антиклиналь-флексур, куда и устремились соляные массы, усложняя своды вновь образовавшихся структур соляными ядрами и штоками.

Пермский период герцинского цикла тектогенеза (заальская и пфальцская фазы) способствовал дальнейшему движению соли в сводовые части структур, образованию соляных штоков в Дмитриевской, Роменской, Синевской, Исачковской, Яцино-Логовиковской, Поздняковской, Ромодановской и других структурах, медленному погружению центральной части Днепровско-Донецкой впадины и накоплению в ней мощной свиты (до 1000 м) континентальных осадков, известных под названием пестроцветной толщи (рис. 106).

В этот же период началось формирование мелких соляных штоков (типа Лейковского), прорвавших перекинали крупных структур: Радченковской, Солохской, Глинско-Розбишевской и др.

Альпийский цикл тектогенеза, начавшийся древнекиммерийской фазой, выводит наиболее крупные соляные штоки в Днепровско-Донецкой впадине (Дмитровский, Роменский, Исачковский) на поверхность; в юрском периоде брекчия, покрывающая соляные штоки, интенсивно размывается морем. Доказательством этому служит наличие в юрских отложениях перемытой диабазовой брекчии, а также переотложенных осадков в виде валунов и диабазовой гальки. Погружение Днепровско-Донецкой впадины продолжалось, и одновременно происходило накопление юрских отложений, представленных в основном терригенными осадками (рис. 107).

Юно-киммерийская, ларамийская, пиринейская и савская фазы альпийского тектогенеза вызвали дальнейшее интенсивное опускание дна впадины по линиям разломов, рост соляных штоков и накопление мощной толщи верхнемеловых, каневских, бучакских, харьковских, полтавских, неогеновых и четвертичных отложений в Днепровско-Донецкой впадине.

В послемеловое время произошло образование наиболее молодого разлома, отделившего северо-восточный борт впадины от Воронежского кристаллического массива, — Купянско-Сумско-Гомельского. Д. Н. Соболев назвал этот разлом «меловым плечом», так как он вызвал резкое погружение меловых отложений.

Перейдем к рассмотрению внутреннего тектонического строения Днепровско-Донецкой впадины.

Структура Днепровско-Донецкой впадины формировалась под влиянием взаимодействия двух противоположно действующих сил: горообразовательных движений герцинского и альпийского циклов тектогенеза и соляной тектоники, с одной стороны, и экзогенных процессов — с другой. Первые силы создавали структуру, а другие медленно, но непрерывно в течение длительного времени разрушали ее.

Главная роль в формировании структуры Днепровско-Донецкой впадины принадлежит горообразовательным движениям герцинского и альпийского тектогенеза. Подчиненная роль — соляной тектонике и экзогенным процессам.

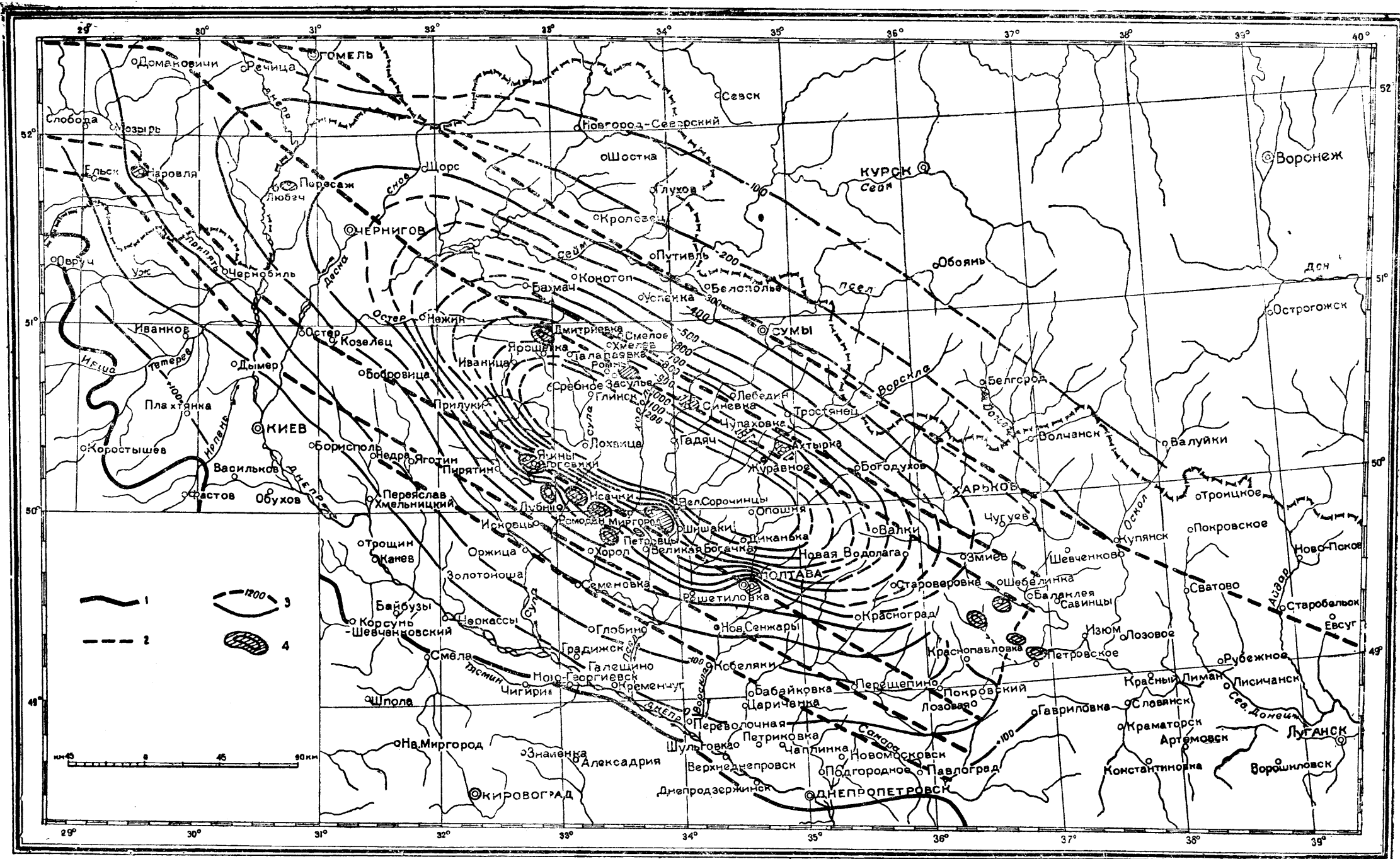


Рис. 106. Структурная карта Днепровско-Донецкой впадины по поверхности пестроцветной толщи триасового и пермского возраста
 1—контур выхода кристаллического массива; 2—изолинии поверхности пермо-триасовых отложений; 3—зоны разломов; 4—контур структуры

При рассмотрении внутреннего строения Днепровско-Донецкой впадины необходимо учитывать, что она является платформенным сооружением, о чем уже указывалось выше; поэтому и дислокации в ней также будут платформенного, а не геосинклинального типа.

А. П. Карпинский (1883), А. Д. Архангельский (1923б, 1935, 1941), Н. С. Шатский (1931) в своих ранних работах утверждали, что герцинское сооружение Донецкого бассейна протягивается далеко в пределы впадины, причем первые два из них высказывали мнение, что складчатость во впадине сохраняет линейную форму. Однако в более поздних работах и А. П. Карпинский (1894), и Н. С. Шатский (1937а, 1937б, 1946), а также Д. Н. Соболев (1938а, 1939в, 1941) высказывались иначе, считая, что складчатость Донецкого бассейна в Днепровско-Донецкой впадине затухает; Д. Н. Соболев добавляет, что она полностью переходит в куполовидную форму.

Интерпретация геофизических работ и материалы большого количества глубоких скважин, пройденных в районе северо-западной окраины Донбасса и во впадине, подтвердили, что линейная складчатость Донбасса не продолжается в Днепровско-Донецкую впадину, а действительно затухает, образуя на северо-западной окраине Донбасса целую серию расположенных кулисовидно брахиантиклинальных складок. Впадина имеет свою, отличную от Донбасса, тектоническую структуру, на характеристике которой мы остановимся несколько ниже.

Некоторыми геологами высказывалось мнение о наличии в Днепровско-Донецкой впадине «поперечных осей вздымания» (Карпинский, 1883, 1894, Соболев, 1939в, 1941; Степанов) или поперечных разломов меридионального направления (Маков, 1936, 1946; Слензак и Крашенинникова; Шаратов, 1941).

И. Е. Слензак писал о наличии двух поперечных разломов: 1) Ново-Украинского (Чернигов—Канев) и 2) Криворожского направления (Ромны — Кременчуг). Линии этих разломов были намечены как один из вариантов интерпретации данных магнитометрических и гравиметрических съемок, проведенных на территории Днепровско-Донецкой впадины. Можно согласиться с последней интерпретацией этих данных, которая объясняет меридиональное простирание зон магнитных максимумов не наличием разломов, а субмеридиональным простиранием докембрийских образований, имеющих различные магнитные и электрические свойства и различные плотности. Примером такой полосы может служить Кременчугско-Криворожская железорудная полоса. Однако следует иметь в виду, что древние докембрийские складчатые системы были в достаточной степени эродированы и, будучи подвергнуты более молодым тектоническим нарушениям, существенного влияния на современное тектоническое строение Днепровско-Донецкой впадины оказать не могли.

Д. Н. Соболев (1939в, 1941) и Л. Ф. Лунгерсгаузен (1939б, 1941б) утверждали, что в Днепровско-Донецкой впадине имеются крупные надвиги, вызванные могучими горообразовательными движениями, рожденными в Черноморской геосинклинали; под влиянием этих надвигов, направленных на север, сместились складчатые зоны Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины, образовав на границе жесткого складчатого фундамента и впадин мелкую складчатость и дислокации типа надвигов с плоскостью разлома и смещения, падающей на юг. Л. Ф. Лунгерсгаузен писал, что «в Исачках как и в Ромнах имеется крупная антиклиналь или система нескольких складок, смещенных относительно друг друга с образованием надвигов или взбросов большой амплитуды и» «... с наибольшей достоверностью тут можно говорить о двух

основных надвигах — северном и южном». Данные большого количества скважин на юго-западном крыле впадины нигде не устанавливают отчетливых надвигов во впадине, хотя очевидно, что вдоль разломов проходили не только опускания, но и поднятия.

На основании анализа фаций и мощностей осадков, выполняющих Днепровско-Донецкую впадину, можно считать, что центральная часть впадины, ограниченная на северо-востоке Роменско-Шебелинским, а на юго-западе Исачковско-Полтавским разломами, прогибалась наиболее интенсивно в течение длительного отрезка времени от среднего девона и до четвертичного периода. Зоны ступенчатых сбросов погружались менее интенсивно, и еще медленней погружались крылья впадины (см. рис. 106, 107). В силу такого неравномерного погружения кристаллического фундамента на различных участках впадины вдоль разломов происходил перегиб пластов осадочных пород и образовались крупные флексуры.

В периоды усиления тектонических движений центральная часть впадины поднималась также более интенсивно, в результате чего, флексуры, образовавшиеся вдоль разломов, осложнились и превращались в антиклиналь-флексуры. В зонах разломов, в результате разницы в интенсивности поднятия смежных участков впадины, образовались зоны ослабленных давлений, куда и устремилась соль из зон большого давления, т. е. из центральной части впадины. Двигаясь вдоль разломов, соль попадала в своды антиклиналь-флексур и осложняла их соляными ядрами или штоками.

На одних участках Роменско-Шебелинской и Исачковско-Полтавской антиклиналь-флексур соль только приподняла в сводовых частях осадочную толщу пород (Радченково -Сагайдак), на других она прорвала своды структуры (Ромны, Дмитриевка, Синевка, Исачки, Ромодан и др.).

Впервые наличие структур, прорванных солью, установлено было Н. С. Шатским (1931) в Ромнах и Исачках; за ним писали о наличии таких структур Д. Н. Соболев (1941), В. Г. Бондарчук (1946а), Ю. А. Косыгин (1946), И. С. Шарипов (1941), И. Е. Слензак, О. В. Крашенинникова, В. Я. Клименко (1950), И. Т. Шамека (1939) и другие. Условия формирования этих структур разными геологами объясняются по-разному. Л. Ф. Лунгерсгаузен (1941б) высказал мнение, что дислокации во впадине явились следствием стрессатолчка, идущего от Крымско-Кавказской геосинклинали; В. Д. Ласкарев (1905) объясняет их толчком, идущим от Карпат; Д. Н. Соболев (1941), В. Г. Бондарчук (1946а) отрицают как крымский, так и кавказский толчки.

Мы склонны объяснить эти дислокации неоднократным воздействием тектонических сил на южный участок Русской платформы, вызвавшим образование крупных разломов и ступенчатых сбросов в нем; воздействие этих сил обусловило резкое и неравномерное погружение докембрийского фундамента впадины, вулканические процессы, образование крупных антиклиналь-флексур вдоль региональных разломов и внедрение соли в сводовые части антиклиналь-флексур.

Основными типами структур в Днепровско-Донецкой впадине являются антиклиналь-флексуры, местами осложненные солью, и соляные структуры открыто и скрыто диапирового строения.

В Днепровско-Донецкой впадине установлены следующие характерные закономерности в распространении структур. Первая закономерность — это расположение структур цепочкой, вытянутой с юго-востока на северо-запад, причем во впадине наиболее четко выражены две линии распространения структур: одна, ограничивающая центральную, наиболее

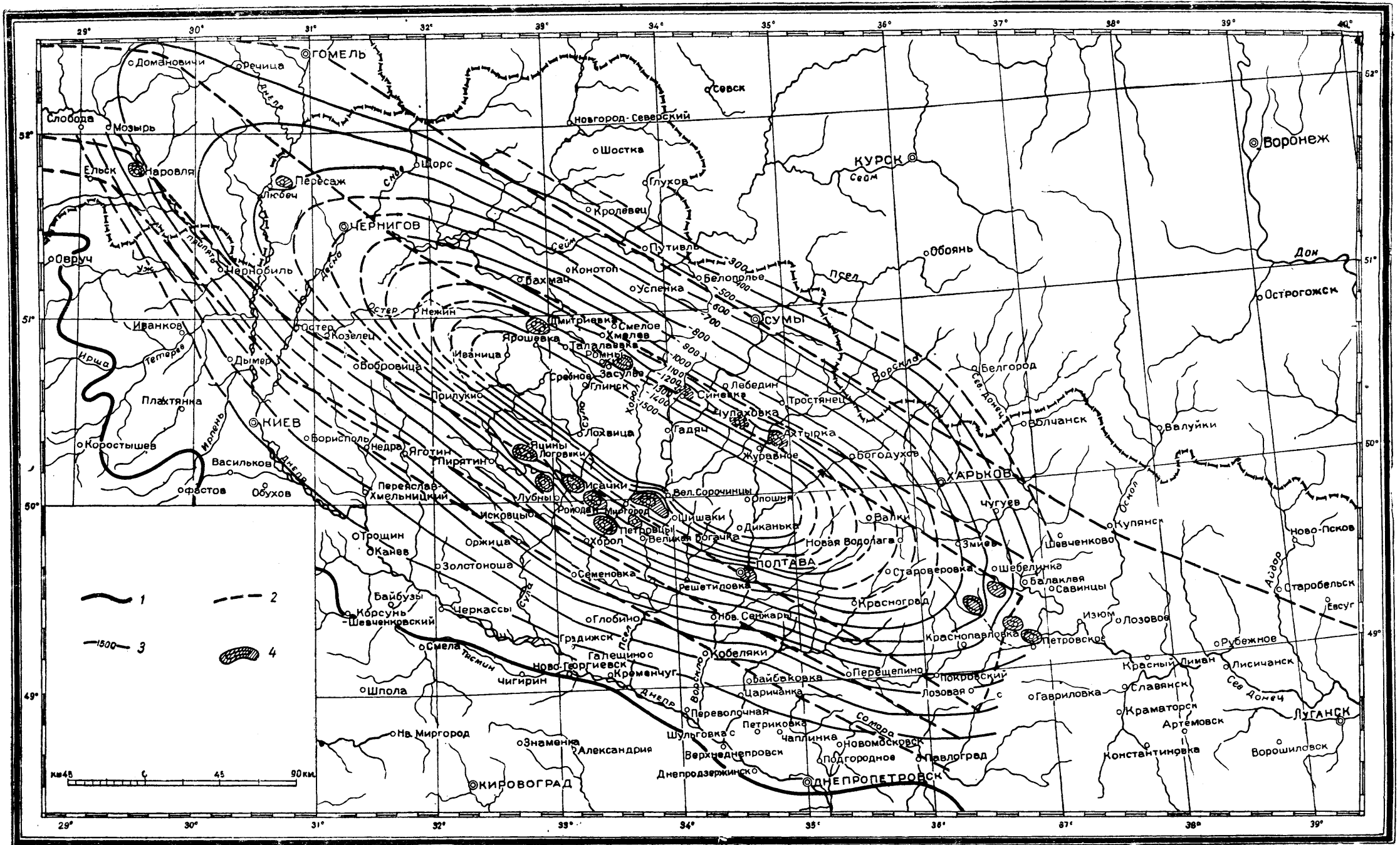


Рис. 107. Структурная карта Днепро-Донецкой впадины по поверхности юрских отложений
 1—контур выхода кристаллического массива; 2—зоны разломов; 3—изогипсы поверхности юры, проведены через 100 м; 4—контур структур

погруженную, часть впадины с северо-востока, и вторая, ограничивающая ее с юго-запада.

Северо-восточная антиклиналь-флексур проходит от с. Кладковки южнее г. Бахмача на с. Дмитриевку, г. Ромны, сс. Синевку, Чупаховку, Журавное, Шебелинку, к северо-западным окраинам Донбасса. Юго-западная антиклиналь-флексур проходит от г. Остра через сс. Свидовец, Туровку, Яцинь, Бубны, Логовики, Исачки, Ромодан, Радченково, Лейков на г. Полтаву, а оттуда южнее г. Краснограда и ст. Лозовой.

Кроме этих основных двух антиклиналь-флексур, на северо-восточном крыле впадины прослежено еще две флексуры: первая, проходящая параллельно Роменско-Шебелинской между г. Ромнами и с. Смелым, севернее с. Ахтырки, на гг. Харьков, Балаклею: Бахмачско-Лебедин-Балаклейская; вторая, прослеженная вдоль северной линии Шатилковского грабена, севернее с. Давидовки, через г. Речицу, южнее г. Гомеля, несколько южнее г. Путивля, чуть южнее г. Сумы, севернее г. Харькова на г. Купянск. Это уточненное направление «мелового плеча» Д. Н. Соболева. На юго-западном крыле Днепровско-Донецкой впадины также намечается еще одна крупная антиклиналь-флексур Хорольско-Михайловско-Юрьевская. Образование как первых двух (Роменско-Шебелинской и Исачковско-Полтавской), так и Хорольско-Михайловской антиклиналь-флексур обусловлено наличием региональных разломов и неравномерным погружением и поднятием разных участков Днепровско-Донецкой впадины вдоль этих разломов.

Антиклиналь-флексуры, как об этом упоминалось выше, осложнены в ряде мест соляными штоками и куполами, причем в одних местах соляные штоки прорвали покрывающие их породы, а в других только их приподняли, образовав брахискладки с соляными ядрами. В силу этого вдоль Роменско-Шебелинской и Исачковско-Полтавской антиклиналь-флексур образовалась цепочка структур, осложненных солью, вытянутая в северо-западном направлении.

Такое линейное расположение соляных структур дало основание предполагать, что они приурочены к линиям складчатости. Детальное изучение Роменской, Дмитриевской, Яцино-Логовиковской, Исачковской, Радченковско-Лейковской и Полтавской структур показало, что здесь осадочная толща пород, начиная от девонских до четвертичных включительно, приподнята в виде брахиантиклинальных складок и прорвана соляным штоком. При этом складка и соляной шток вытянуты с юго-востока на северо-запад. Северные крылья у Роменской и Дмитриевской структур приподняты, а южные опущены; амплитуда вертикального смещения крыльев по сеноманским отложениям достигает 550 м, а по каменноугольным значительно больше.

В Исачковской структуре, наоборот, южное крыло приподнято, а северное опущено при вертикальном смещении крыльев в 150 м (по палеозойским отложениям). В Шебелинской структуре южное крыло по линии разлома значительно опущено, что хорошо улавливается геофизическими исследованиями. Кроме того, установлено значительное увеличение мощности осадков мезозойского и кайнозойского возрастов на южных крыльях у структур, расположенных на Роменско-Шебелинской антиклиналь-флексуре и на северных крыльях у структур, расположенных на Исачковско-Полтавской антиклиналь-флексуре.

Эти факты убедительно говорят о том, что соляные структуры Днепровско-Донецкой впадины приурочены не к линейным складчатым сооружениям Донбасса, якобы протягивающимся вдоль впадины, а к регио-

нальным разломам в кристаллическом фундаменте и антиклиналь-флексурам, образовавшимся вдоль этих разломов. Линейное расположение структур и расположение их на некотором расстоянии одна от другой объясняется приуроченностью их к тектоническим узлам, т. е. к местам пересечений линейных складок северо-западного простирания с поперечными «косями вздымания». Аналогичное мнение было высказано в 1948 г. С. А. Ковалевским и другими, но тогда соляные структуры должны были бы иметь конусообразную форму. Однако этому противоречит чрезмерная вытянутость соляных структур в северо-западном направлении, при незначительной их ширине, наличие приподнятых юго-западных крыльев у структур, расположенных на Исачковско-Полтавской антиклиналь-флексуре, и северо-восточных — на Ромёнско-Шебелинской, а также опущенных северо-восточных крыльев у структур на Исачковско-Полтавской и юго-западных крыльев у структур на Роменско-Шебелинской антиклиналь-флексурах. Этому также противоречит и увеличение мощности мезозойских и кайнозойских отложений на крыльях структур, обращенных к центральной части впадины.

Кроме того, такое представление об образовании структур (приуроченность их к тектоническим узлам) никак не может объяснить происхождение крупных структур в центральной части впадины, совершенно не совпадающих с «косями поперечных вздыманий».

Причину такого расположения соляных структур следует искать в условиях накопления соленосных осадков. Как уже упоминалось выше, верхнедевонское море не образовало в Днепровско-Донецкой впадине сплошного залива, а ряд сообщающихся и разобщенных лагун, разделенных островами различной величины, представляющих собой уцелевшие от размыва останцы кристаллических пород складчатого докембрийского фундамента впадины. В силу этого соль не накапливалась во впадине в виде сплошного пласта, а в виде отдельных линз разных размеров в зависимости от величины лагун, в которых она отлагалась. Более мощные линзы соли могли образовывать и более крупные соляные штоки, которые не только приподняли, но и прорвали породы палеозоя; менее мощные линзы осложнили структуры, приподняли породы палеозоя, но не прорвали их. В силу этого в Днепровско-Донецкой впадине и образовалась серия структур, осложненных большими и меньшими массами соли как в зоне антиклиналь-флексур, так и в центральной наиболее погруженной части впадины.

Для соляных структур Днепровско-Донецкой впадины характерно также то, что все они в кепроке содержат диабазовую брекчию и глыбы диабазы, размеры которых достигают 10—15 м³ (Исачковский купол). Наличие в кепроке соляных куполов диабазовой брекчи установлено на Роменском, Дмитриевском, Исачковском, Поздняковском, Логовиковско-Бубновско-Яциновском и Славянском куполах. Некоторые геологи объясняют наличие диабазовых брекчий и глыб диабазы в кепроке соляных куполов тем, что в верхнедевонское время, после отложения каменной соли, в Днепровско-Донецкой впадине произошли излияния диабазов, которые покрыли соленосную толщу. Позже пласты соли с покрывающими их диабазы были смяты в складки; при дальнейшем погружении впадины и накоплении осадков соль была выжата в ядра складок, откуда, прорвав своды складок, внедрилась в более молодые отложения, вынося на поверхность соляного штока диабазовую брекчию.

Детальное изучение соляных структур Днепровско-Донецкой впадины показало, что складкообразование во впадине не имело места; здесь вдоль региональных разломов образовались антиклиналь-флексуры, к которым приурочены соляные структуры, их осложняющие,

а в центральной части впадины крупные соляные структуры, не связанные с линейной складчатостью.

С. В. Шумилин, исследуя поведение соляного пласта под нагрузкой, пришел к заключению, что при нагрузке в 150 кг/см^2 соль переходит в текучее состояние. Таким образом, в естественных условиях достаточно 700 м надсолевой толщи осадочных пород, чтобы соль перешла в текучее состояние и начала перемещаться из зоны большого давления в зону пониженного или ослабленного давления. Акад. А. Ф. Иоффе на основании экспериментальных данных пришел к выводу, что переход соли в текучее состояние зависит не только от давления, но и от температуры, причем он вывел следующую зависимость перехода соли в текучее состояние при разных температурах и давлении.

Если при 20° соль переходит в текучее состояние при давлении 90 кг/см^2 , что соответствует 400 м надсолевой толщи осадочных пород, то при повышении температуры до 300° достаточно давления 33 кг/см^2 , т. е. 150 м надсолевой толщи, чтобы соль перешла в текучее состояние.

Справедливость основных выводов акад. А. Ф. Иоффе и С. В. Шумилина подтверждается и фактическими данными; так, пермская соль в Туйманском районе, залегающая под покровом 225—265 м толщи осадочных пород, и в Донбассе, залегающая под покровом 80—100 м толщи осадочных пород, не образует соляных куполов. Но та же пермская соль в Предуральской депрессии, залегающая на значительно больших глубинах и ближе к Уральскому хребту, образует штоки. Также и в Донбассе, в районе г. Славянска и с. Адамовки, соль девонского возраста, залегающая на большой глубине, образовала соляные штоки, подобно Роменскому, Дмитриевскому, Исачковскому, Поздняковскому, Логовиковско-Яциновскому, Ромодановскому, Радченковско-Лейковскому и Полтавскому соляным штокам.

Однако в сс. Ельске и Домановичах (Белорусская ССР) каменная соль, вскрытая на глубинах — в первом на 1100 м и во втором на 1650 м, залегающая в виде пологой антиклинали, простирающейся с юго-востока на северо-запад и имеющей углы падения крыльев примерно 2° . Здесь соль, несмотря на наличие давления вышележащих пластов больше критического, штоков не образовала, хотя мощность пластов соли и в Ельске, и в Домановичах превышает 800 м. Отсюда можно сделать вывод, что для того, чтобы соль образовала соляные штоки одного статического давления, вышележащей толщи осадочных пород мало.

Этим опровергается флюидальная теория группы американских геологов, возглавляемых Бартоном, объясняющих образование соляных куполов только воздействием на соль вертикальной нагрузки. Для того, чтобы соль перешла в текучее состояние, начала перемещаться и образовывать соляные штоки, кроме статической нагрузки, нужны дополнительные факторы, которые заставили бы соль двигаться и скопляться в определенных местах.

Таковыми дополнительными факторами в Днепровско-Донецкой впадине были: 1) наличие зон большего давления в центральной части впадины и меньшего давления в зоне разломов и антиклиналь-флексур; 2) линзовидное залегание соляных масс; 3) неоднократные воздействия тектонических напряжений, вызывавших более интенсивное опускание и поднятие центральной части впадины, по сравнению с прилегающими к ней с северо-востока и юго-запада участками или зонами ступенчатых сбросов; 4) возможные интрузии магматических масс.

Все эти факторы заставили линзы соли, расположенные по периферии центральной части впадины, переместиться к зонам ослабленного давления к разломам и, поднявшись по ним, внедриться в сводовые части

антиклиналь-флексур, образовав соляные структуры с прорванными сводами (открыто диапировые) типа Ромен, Дмитриевки, Исачек и с непрорванными соляными штоками сводами типа Сагайдака, Радченково и др.

Соль из изолированных линз, образовавшихся в мульдах, расположенных в центральной части впадины, под влиянием неравномерной нагрузки в разных частях линзы и под воздействием тектонических напряжений, начала перемещаться к более приподнятым участкам фундамента до тех пор, пока не была полностью выжата из мульд в более повышенные участки фундамента, где она и образовала крупные структуры, осложненные солью. Ввиду большой мощности осадочных отложений в центральной части впадины соль не смогла прорвать сводовые части структур, она их лишь приподняла. На периклинальных и крыльевых частях при наличии разломов, вызванных соляной тектоникой, соль прорывалась в эти трещины и образовала небольшие (1—2 км²) конусовидные или цилиндрические соляные штоки. Примером последних могут служить Жоржевский соляной шток, прорвавший периклинал юго-западного крыла Солохской структуры и Краснознаменский шток, прорвавший юго-восточную периклинал Глинско-Розбишевской структуры.

Л. Ф. Лунгерсгаузен (1941б) считал, что движение соли и образование структур, осложненных солью, началось в сантонский век мелового периода; А. М. Куцыба считает, что оно произошло в начале карбона. Однако фактический материал опровергает и то и другое мнение.

Изучением геологического строения Радченковской структуры было установлено, что на этой структуре частично размыты отложения среднего отдела карбона; на них с резким угловым несогласием залегают пермские почти горизонтально залегающие отложения. Размытые пласты отложений среднекаменноугольного возраста сохраняют одинаковые мощности и фациальный состав на обеих периклиналях этой структуры; аналогичное явление было установлено на Исачковской и Роменской структурах. Эти факты говорят о том, что в период отложения среднекаменноугольных осадков Радченковская и другие структуры еще не были осложнены солью. Факт следов размыва на своде Радченковской структуры среднекаменноугольных отложений пермским морем свидетельствует о том, что к началу пермского периода эта структура уже существовала. Поэтому есть основание отнести начало формирования Радченковской структуры к концу верхнекаменноугольного времени.

Формирование таких крупных структур, как Роменская, Дмитриевская, Исачковская и другие, тоже не могло произойти раньше верхнекаменноугольного времени по следующим соображениям. Если бы соль начала двигаться в своды этих структур и создавать соляные штоки в среднекаменноугольное время, то море, размыв свод структуры, способствовало бы росту соляных штоков; тогда началось бы размыв кепрока этих штоков. В силу этого в средне- и верхнекаменноугольных отложениях по периферии соляных штоков мы должны были бы встретить перемытую и переотложенную диабазовую брекчию, однако ни в каменноугольных породах и даже в пермских мы ее не встречаем. Это дает основание считать, что образование соляных штоков началось позже; об этом свидетельствует также и одинаковый фациальный состав пород среднего карбона не только на периклиналях, но и на крыльях Исачковской и Роменской структур.

Вышеизложенные факты позволяют предположить, что движение соли и формирование структур, осложненных солью, началось в период поднятия впадины в конце верхнекаменноугольного времени.

Неоднородность осадочной толщи, покрывающей соль, линзовидное

залегание соли и наличие разностей давлений на пласт соли обусловили движение последней к определенным участкам антиклиналь-флексур и приподнятым участкам фундамента впадины, образование ею соляных штоков разных размеров и структур, осложненных солью.

Структуры, образовавшиеся как вдоль Роменско-Шебелинской и Исачковско-Полтавской антиклиналь-флексур, так и между антиклиналь-флексурами за счет изолированных линз соли можно классифицировать следующим образом.

I тип — это структуры, у которых сводовая часть прорвана крупным соляным штоком. К этому типу относятся структуры: Дмитриевская, Роменская, Синевская, Яцино-Логовиковская, Поздняковская, Исачковская, Ромодановская, Ново-Сенжарская и Полтавская.

II тип — структуры, крупные по размерам, у которых соль приподняла сводовые части и прорвала переклинали небольшие соляными штоками. К этому типу структур относятся: Радченковская, Глинско-Розбишевская и Солохская.

III тип — структуры, у которых соль приподняла породы в сводовой части структуры, но не прорвала ни ее сводов, ни периклиналей. К такому типу структур относится Сагайдакская структура.

Рассмотрев условия формирования и типы структур, осложненных солью в Днепровско-Донецкой впадине, необходимо остановиться на роли экзогенных процессов в формировании этих структур. С момента начала образования впадины экзогенные процессы способствовали сносу терригенного материала с Украинского и Воронежского кристаллических массивов и заполнению ими впадины. Начиная с конца верхнекаменноугольного времени, т. е. с начала роста соляной структур, возник интенсивный размыв сводов этих структур. Размыв сводов у таких структур, как Дмитриевская, Роменская, Поздняковская, Исачковская и др., привел к более интенсивному росту этих структур и к прорыву соляными штоками не только палеозойских, но и триасовых отложений. В юрский и меловой периоды эти структуры были островами и интенсивно размывались юрским и меловым морями, доказательством чего служит наличие перемытой и переотложенной диабазовой брекчии в этих отложениях. Рост соляных штоков протекал неравномерно на протяжении всего периода существования структуры.

Наиболее интенсивный рост соляных штоков и наиболее интенсивное погружение центральной части впадины происходили в верхнемеловую эпоху, а также в каневский, бучакский, харьковский века палеогена и в четвертичный период. Подтверждением этому может служить увеличение мощностей отложений вышеуказанных ярусов на южных крыльях Роменской и Дмитриевской структур и наличие перемытых и переотложенных диабазовых галек в отложениях: верхнего мела, каневско-бучакских и харьковских.

Севернее линии Дмитриевско-Роменско-Синевско-Шебелинского разлома геофизическими работами и геологической съемкой были выявлены структуры: Путивльская, Смеловская, Дробышевская, Карабутовская и Хотенская, не осложненные солью. Две первые из них (Путивльская и Смеловская) разведаны глубоким роторным бурением, не подтвердившим наличия в указанных пунктах структур. Поэтому есть основание подвергать сомнению и наличие структур Дробышевской, Хотенской и Карабутовской.

Южнее линии Исачковско-Поздняковского разлома геофизическими работами и геологической съемкой выявлены Кулажинская, Пилипчанская, Рейзеровская, Вишняковская, Остаповская, Нехворощанская структуры. Глубокая роторная скважина, пробуренная на предполагае-

мой Рейзеровской структуре, вошла в кристаллический фундамент на глубине 1440 м и никаких нарушений в залегании пластов не установила, как не встретила и признаков нефте- и газоносности. Поэтому есть основания предполагать, что и все остальные структуры, расположенные южнее Хорольско-Михайловского разлома, проблематичны.

Вдоль Хорольско-Михайловско-Юрьевской антиклиналь-флексуры расположен ряд структур, не осложненных солью — Михайловская, Зачепиловская, Колайдинская¹. Наиболее изученной из них является Михайловская структура, которая в мезозойских отложениях проявляется в виде антиклинальной складки северо-западного простирания, а в палеозойских отложениях — в виде типичной флексуры с приподнятым юго-западным крылом и опущенным северо-восточным. Как флексура Михайловская структура формировалась вплоть до мелового периода, а в нижнемеловое время благодаря более интенсивному поднятию вдоль Хорольско-Михайловско-Юрьевского разлома юго-западной зоны ступенчатых сбросов образовалась антиклиналь-флексура.

Северо-западнее Михайловской структуры расположена Зачепиловская структура, разведанная только колонковыми, относительно неглубокими скважинами, а еще дальше на северо-запад Колайдинская структура, пока еще не изученная.

Следует считать также мало обоснованным выделение валов Черниговского и Сумско-Кременчугского, так как это не подтверждено до сего времени данными бурения и геофизических работ.

Кроме больших структур, осложненных солью, в центральной части Днепроовско-Донецкой впадины выявлены два интенсивных максимума силы тяжести: Черниговский и Лохвицкий, которые трактуются некоторыми геологами как поднятия докембрийского фундамента впадины, или излияния тяжелых пород с плотностями порядка 3, 1. Данные роторного бурения опорной скважины на хут. Пересажа дали возможность выяснить причины, вызывающие увеличение показателя силы тяжести и магнитный максимум в этом районе.

Опорной Черниговской скважиной на глубине 1591 м, под фаунстическими охарактеризованными отложениями верхневизейского возраста, был вскрыт 200 м покров диабазов и порфиринов, под ними 400 м толща осадочно-эффузивных пород: аргиллитов, туффинов и туфо-брекчий. Глубже была вскрыта снова 335 м толща диабазов, подстилающихся осадочно-эффузивной толщей, и на глубине 2751,3 м скважина вошла в породы докембрия.

Толща осадочно-эффузивных и магматических пород мощностью 1160 м, естественно, вызвала аномалию силы тяжести и магнитный максимум, однако влияние ее недостаточно, чтобы обеспечить такие высокие максимумы силы тяжести и магнитный. В силу этого приходится предположить, что на величину максимума влияют массы ультраосновных пород, залегающих в докембрийском кристаллическом фундаменте. По-видимому, и Лохвицкий максимум силы тяжести объясняется теми же явлениями, что и Черниговский.

Резюмируя все вышеизложенное, можно сделать следующие выводы, характеризующие структуру Днепроовско-Донецкой впадины.

1. Главными тектоническими элементами впадины являются:

а) центральная наиболее погруженная часть впадины или как ее называют некоторые геологи — центральный грабен;

б) северо-восточная зона ступенчатых сбросов с Роменско-Шебелин-

¹ По последним данным Зачепиловская и Колайдинская структуры оказались осложнены солью.

ской антиклиналь-флексурой и Бахмач-Лебедин-Балаклейской флексурой, приуроченными к зонам региональных разломов;

в) юго-западная зона ступенчатых сбросов с Исачковско-Полтавской и Хорольско-Михайловской антиклиналь-флексурами, также приуроченными к региональным разломам;

г) северо-восточное крыло впадины, ограниченное на северо-востоке разломом, проходящим от Купянска через Сумы, южнее Путивля на Речицу и Шацилки, на юго-западе Бахмач-Лебединско-Балаклейской флексурой;

д) юго-западное крыло впадины, ограниченное на северо-востоке Хорольско-Зачелиловско-Михайловско-Юрьевским разломом, на юго-западе — сбросом небольшой амплитуды, проходящим от Канева севернее Черкасс, Кременчуга, Шульговки, Новомосковска.

2. Элементами структур второго порядка будут: структуры, осложненные солью, расположенные в центральной части впадины: Глинско-Розбишевская, Солохская, Диканьская и др.; структуры, осложненные солью и расположенные на северо-восточной антиклиналь-флексуре: Дмитриевская, Роменская, Синевская, Шебелинская и др.; структуры, осложненные солью и расположенные на юго-западной Исачковско-Полтавской антиклиналь-флексуре: Яцино-Логовиковская, Поздняковская, Исачковская, Ромодановская, Радченковская, Сагайдакская, Полтавская и др.; структуры, осложненные солью и расположенные между Исачковско-Полтавской и Хорольско-Михайловской антиклиналь-флексурами: Ново-Сенжарская, Мало-Перещепинская и др.; структуры, расположенные на Хорольско-Михайловской антиклиналь-флексуре и, по-видимому, не осложненные солью, например, Михайловская.

Краевые дислокации Днепровско-Донецкой впадины

Особенностью тектоники юго-западного крыла Днепровско-Донецкой впадины является присутствие так называемых краевых дислокаций.

Под этим термином известны нарушения в нормальном залегании пород мезокайнозоя, развитые в полосе, непосредственно прилегающей к Украинскому кристаллическому массиву. Нарушения наблюдаются в районах сс. Табурище, Трактемиров, г. Канева, с. Мошногорья, г. Градижка (гора Пивиха), с. Царичанки (гора Калитва) и некоторых других пунктов правого и левого берега Днепра в его среднем течении.

Наиболее обширная по размерам площадь краевых дислокаций известна под названием каневских дислокаций, занимающих правобережье Днепра от с. Трактемирова до г. Черкасс. Красочная природа Каневщины, разнообразие геологической обстановки, послужили причиной посещения этого района многими геологами.

Среди ведущих исследователей района прежде всего следует назвать В. В. Резниченко. Во многих опубликованных работах В. В. Резниченко решительно высказывается в пользу эндогенной природы каневских дислокаций (Резниченко, 1924). Основным типом дислокационных форм этот исследователь считает складки-взбросы, собранные в серии чешуйчатой структуры.

Другая точка зрения, отрицающая тектоническую природу каневских дислокаций, высказана впервые Д. Н. Соболевым (1926б), по мнению которого сложная складчатость Канево-Черкасского правобережья обязана своим генезисом давлению рисского ледника. Д. Н. Соболев считает, что в данном случае мы встречаемся с оригинальным явлением гляциодислокаций.

Члены экскурсии II Международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода, посетившие Канево-Черкасский район, высказали различные соображения о природе дислокаций Среднего Приднепровья: Бертран и Д. И. Мушкетов в основном стали на точку зрения В. В. Резниченко. Вольф, Вольшtedт, Эдельштейн, Таннер, Ван-Реден, Гетцингер и Г. Ф. Мирчинк полагают, что вертикальные тектонические перемещения, приведшие к образованию трех горстов и двух грабен, действительно были, но что основные элементы дальнейших нарушений обязаны своим происхождением ледниковому давлению. И. М. Губкиным и Г. Ф. Мирчинком было высказано также предположение, что часть нарушений Каневского района можно объяснить оползнями (Мирчинк, 1939).

Таким образом, в отношении природы краевых дислокаций возможны три точки зрения: 1) эндогенная тектоника, 2) гляциодислокации и 3) оползни.

В 1945 г. в районе Канево-Черкасского правобережья Н. Ф. Балуховским была проведена детальная геологическая съемка, в результате которой околнурена полоса дислоцированных пород, образующих Каневские горы и Мошногорье. В 1949 г. на площади Каневских дислокаций был вскрыт буровыми скважинами докембрийский кристаллический фундамент. В 10 км западнее г. Канева в с. Малый Ржавец кристаллический массив залегает на глубине 156,6 м (абс. отм.—48,87 м), в с. Степанцы на 179,05 м (—48,07 м), в с. Шелепухи на 129,85 м (—43,18 м) и т. д.

По данным И. И. Галака, А. Н. Козловской, Е. М. Матвиенко и других на кристаллическом фундаменте здесь залегают пестроцветные триасовые отложения мощностью 25—65 м, выше следуют юрские глины (50—65 м), сеноманские кварциты и пески (20—25 м), палеогеновые отложения (15—25 м), четвертичные породы (30 м). Западнее с. Малый Ржавец, в с. Беркозовка, скв. № 2 встретила докембрийский фундамент на 72 м (—42,40 м), триас здесь отсутствует, мощность юры сокращается до 8 м.

Полоса сложно дислоцированных пород имеет извилистую форму; в синклиналиальных погружениях она приближается к кристаллическому массиву, поперечные выступы кристаллического фундамента отодвигают ее в сторону впадины (рис. 108). Ширина складчатой зоны варьирует в значительных пределах. Наибольшие размеры зона приобретает со стороны северных и северо-восточных крыльев поперечных выступов фундамента, достигая в ширину 10 км (Канев). Минимальные размеры наблюдаются на юго-восточных крыльях поперечных выступов (поднятий), и здесь ширина складчатого пояса уменьшается до 0,5—1 км (Трощин).

Подобные очертания складчатой зоны свидетельствуют о том, что дислокации возникли под влиянием давления с северо-востока; при этом выступы фундамента служили упором, преграждавшим складчатость.

Преобладающей формой дислокаций в складчатой зоне служит складка-взброс. Наряду с этой формой, встречаются нормальные антиклинали и синклинали, а также складки-диапиры, сбросы и взбросы. Складка-взброс зачастую дает козырек аллохтона длиной до 120—150 м, т. е. переходит в переброс. Вдоль сбросов в оврагах, как правило, контактирует юра с подморенными лихвинско-днепровскими флювиогляциальными песками. Стратиграфическая амплитуда взбросов в среднем 50—60 м, но достигает и 150—160 м (с. Селище, Трощин).

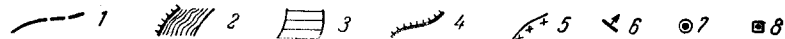
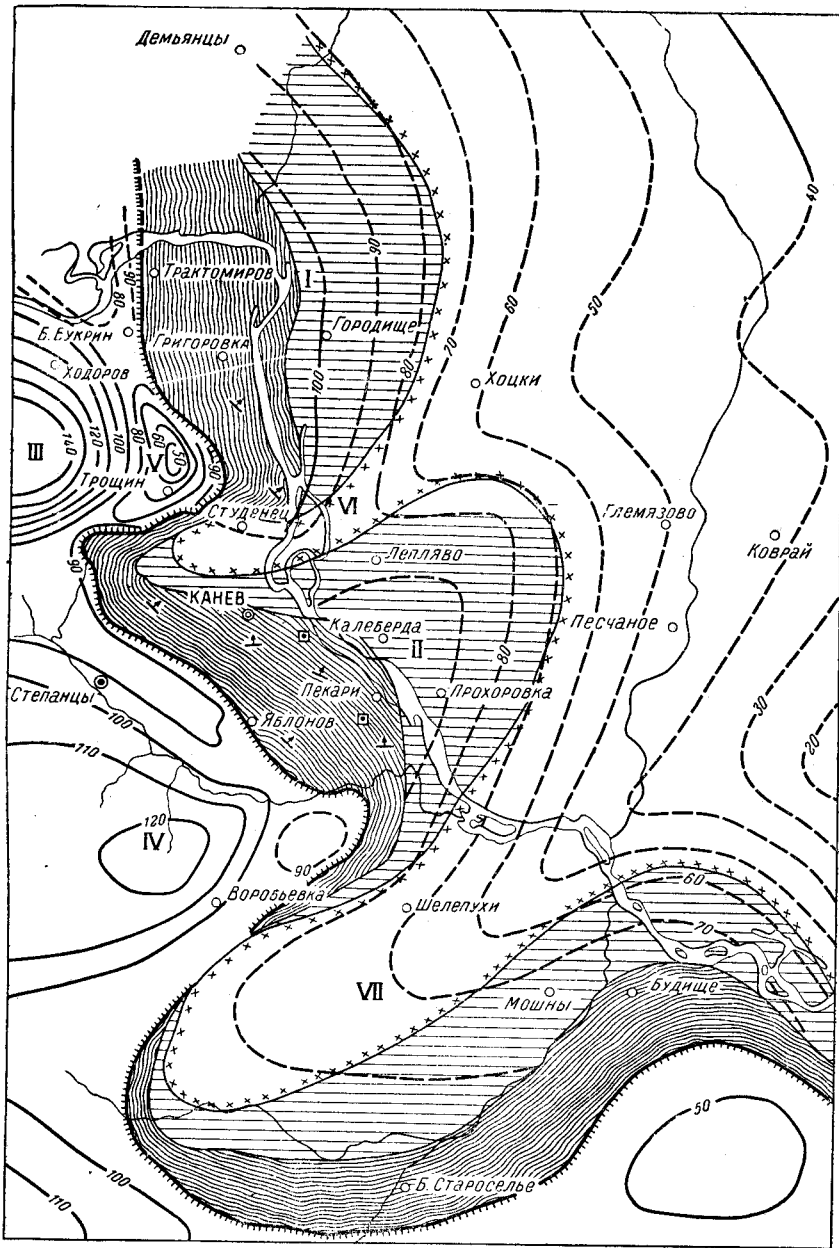


Рис. 108. Схематическая структурная карта района Каневских дислокаций

1—изогипсы кровли бучацкого яруса; 2—зона, собранная в складки-взбросы (аллохтон, моренного напорного вала); 3—корни гляцишарьяжа (юра, перекрытая малоэнергичным аллохтоном); 4—передовой сброс гляцишарьяжа; 5—предполагаемая западная граница ненарушенного залегания пород; 6—азимуты падения пород; 7—скважины с сероводородными или нефтяными водами; 8—источники сероводородных или нефтяных вод.

Структуры: I—Трактомировская антиклиналь; II—Каневская антиклиналь; III—Ходоровская антиклиналь; IV—Поповская антиклиналь; V—Трещинский грабен; VI—Студенецкая синклиналь; VII—Ольшанская синклиналь

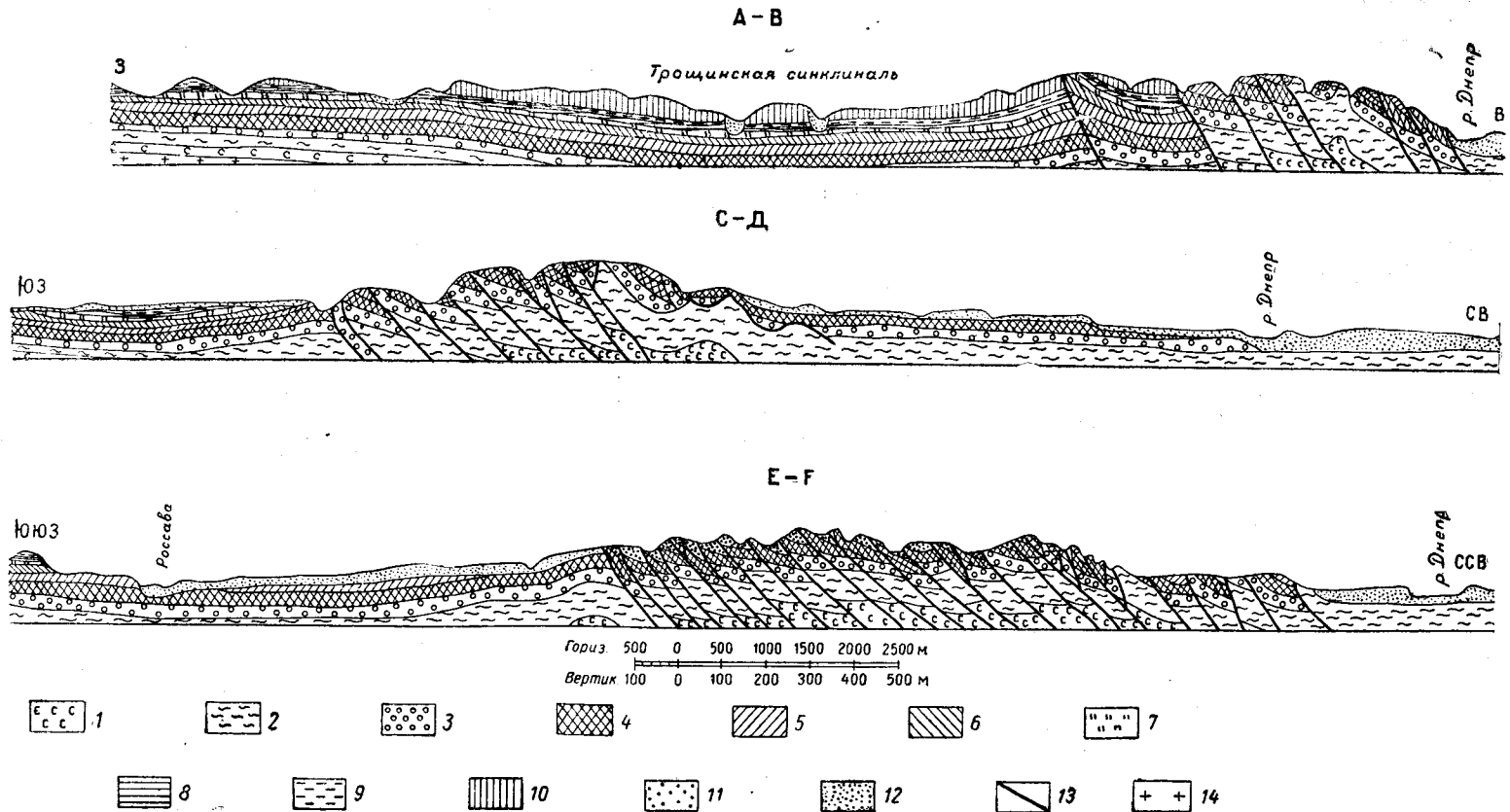


рис. 109. Геологические разрезы по правобережью Днепра от с. Бучак до с. Пекари (Каневские дислокации)

1 — триас (?); песчаники, глина, сланцы с опилками; 2 — мел с опилками, сланцы с опилками; 3 — сармат и слой Вужковського; песчаники, кварциты, пески, гравий; 4 — каневский ярус; пески; 5 — бучакский ярус; пески с глинами и глинами песчаная; 6 — стезевский ярус; мергелистые глина; 7 — карьковский ярус; пески глауконитовые; 8 — полтавский ярус; пески каолиновые; 9 — неоген; песчаники и красно-бурые сланцы; 10 — мидель и ряс; известняковые суглинки и пески; 11 — мидель и ряс; аллювиальные и флювиогляциальные пески; 12 — аллювий; 13 — взбросы; 14 — докембрий

На линии Канев—Яблонов вкрест простирания складчатой полосы установлено 33 складки-взброса. Расстояние между взбросами или осями складок меняется от 60 до 200 м, в среднем 100—150 м. Преобладающие азимуты падения пород от северо-западного 330° до северо-восточного 40°. Встречаются также азимуты юго-восточные 100—130°.

Углы падения самые различные, от нуля до 90°; наблюдается и опрокинутое залегание; в общем угол падения пород увеличивается от верхних горизонтов к нижним, достигая максимума в песчано-глинистой толще бата. Преобладающие углы падения в песчаной толще (подморенные пески—сеноман) 10—30°, в глинах юры 30—60°.

Юрские глины прорывают местами сеноман, достигают каневских песков и, как пластическая масса, находящаяся под давлением, проникают в трещины, образуя «нептунические дайки». Трещины расширения также иногда заполняются верхними (каневскими или подморенными) песками и, таким образом, в районе существует два типа нептунических даек: глинистые и песчаные. Наблюдаемый у с. Тростинца выход триасовых пестроцветных глин представляет глинистую нептуническую дайку; здесь же имеется песчаная дайка.

Простирание взбросов совпадает с простиранием пород, однако угол падения их повсюду более крутой. У взбросов заметна тенденция к переходам в перебросы, и в ряде случаев они действительно переходят в перебросы или небольшие шарьяжи. В связи с этим углы падения в некоторых взбрасывателях возрастают сверху вниз от 0 до 65—70°. Шарьяжи наиболее развиты в системе Хмельнянского оврага; встречаются они и во многих других местах складчатой зоны. Строение аллохтонов обычно следующее: на аутохтоне лежат юрские глины мощностью 1—8 м, выклинивающиеся к фронту шарьяжа (Княжья гора, Хмельнянские овраги). Выше юры следуют сеноманские пески и кварциты, и еще выше кое-где сохраняются каневские пески. На участке с. Хмельна на каневских песках в аллохтоне лежат подморенные пески.

Складчатый пояс срезается долиной р. Днепра на участках Канев—Пекари и Селище—Бучак, а на участке Хмельна—Пекари — долиной р. Росси. На правом склоне р. Днепра, южнее г. Канева, наблюдается ступенчатое погружение рельефа от дислоцированного плато к речной долине. Здесь насчитывается три-четыре ступени с амплитудой 10—40 м (рис. 109).

Геологическая съемка установила, что эти морфологические ступени генетически связаны с оползнями. Оползневые ступени сформировались в палеоюрское время вследствие таяния ледника. Контакт зоны складок-взбросов с недислоцированными породами можно наблюдать на участке сс. Селище — Тростинец — Костянец.

Севернее с. Селища, в 1,2 км, у горы Труханки, наблюдается крупный взброс юры и сеномана с надвиганием их на древнечетвертичные суглинки. Тектонический контакт сильно затушевывается оползнями. В лежащем боку взброса находятся светлые неогеновые пески, а также отложения харьковского и киевского ярусов. Южнее оползня, сразу начинается полого лежащий киевский мергель, который подстилает белые пески с глыбами трактемировского песчаника бучакского яруса. Амплитуда Селищенского взброса 150—160 м. Контакт складчатой зоны с расположенным южнее денудированным плато на площади сс. Селище — Студенец — Бобрица — резкий. Осадки, слагающие плато на участке Селище — Студенец, представлены бучакскими песками, киевскими глинами, подморенными песками и мореной и дислоцированы не столь интенсивно.

Совершенно иной характер перехода складчатой зоны в зону ненарушенного залегания пород наблюдается в дуге: сс. Грищенцы—Тростинец—Литвинец—Костянец. Если идти с запада на восток по Грищенскому и, в особенности, по Тростинецкому оврагам, то прежде всего бросается в глаза отсутствие линейно выдержанных тектонических форм, т. е. форм, прослеживающихся по простиранию. Пологая складчатость нарушается многочисленными внедрениями («интрузиями») юрской глинистой толщи. Часто встречаются складки-диапиры. В большинстве случаев юрские глины выжаты и протыкают вышележащие кварциты сеномана и пески каневского яруса. В нижней части Тростинецкого яра складчатость затухает и здесь пески каневского яруса лежат почти горизонтально, но все же кое-где прорываются юрой.

На западе складчатый пояс обрывается крупным «фронтальным» взбросом с амплитудой до 160 м. Западнее фронтального взброса, хотя и проявляется складчатость, но она быстро затухает в интервале 500—600 м. Фронтальный взброс прослежен по простиранию более чем на 30 км; вдоль него контактируют осадочные комплексы, различные по своему стратиграфическому объему. Например, в лежащем боку фронтального взброса у с. Трощина и севернее с. Бобрицы присутствуют осадки нижнего отдела четвертичной системы (минделя), неогена, харьковского и киевского ярусов, а в висячем боку взброса все эти отложения отсутствуют и на каневский ярус непосредственно ложатся подморенные флювиогляциальные пески. Контактующий с фронтальным взбросом комплекс осадков складчатого пояса (у с. Трощин) связан с образованием древней долины; геоморфологически эта площадь представляет дислоцированную среднечетвертичную (палеорисскую) террасу со следующим строением: на коренных породах (Pg_1^k или Pg_2^b) залегают лихвинско-днепровские (миндель-рисские) подморенные флювиогляциальные пески; последние перекрываются днепровской мореной и валдайским (вюрмским) лёссом.

Так же как в явлении ступенчатого рельефа на участке Канев—Пекари, в данном случае четвертичный геоморфогенез и тектоника находятся в определенной связи, а именно: складчатые породы приткнуты к крутому склону древней долины. Следовательно, конфигурация складчатого пояса на некоторых участках находится в зависимости от древнего, доледникового рельефа. Возраст складчатости устанавливается чрезвычайно точно. В дислокациях складчатой зоны принимают участие все отложения от юры до подморенных среднечетвертичных песков включительно. Днепровская морена плащеобразно покрывает позитивный рельеф складчатой зоны, залегая на отметках от +90 до +220 м и более. Морена не участвует в складках-взбросах, хотя и имеет сильно волнистое залегание. Лишь в двух-трех пунктах на восточной границе зоны (Тростинецкие яры) моренный суглинок вовлечен во взбросовую брекчию в виде обломков размером 20—30 см. Следовательно, формирование складчатости точно совпадает с моментом наступления днепровского ледника.

Приведенный выше фактический материал говорит о гляциальной природе дислокаций зоны складок-взбросов. В пользу поверхностного, экзогенного смятия пород свидетельствуют следующие факты.

1. Тип складчатости и участие в складках-взбросах рыхлых четвертичных отложений: лихвинского (миндельского) аллювия и лёсса и лихвинско-днепровских подморенных флювиогляциальных песков.

2. Конфигурация складчатой зоны, подчиненность ее поперечным тектоническим элементам северо-восточного простирания и зависимость от доледникового ландшафта.

3. В местах, где ледниковые языки прорывались вперед, наблюдается двустороннее тангенциальное давление (левый склон р. Росси, овраги у с. Селище).

4. Переход зоны складок-взбросов в зону диапировых складок на участке с. Тростинец. Складки-диапиры возникли в месте упора ледника.

5. Точное совпадение фазы складчатости с моментом прихода рисского ледника.

6. Залегание ледниковой морены на позитивном рельефе складчатой зоны.

7. Общее движение масс горных пород с северо-востока на юго-запад.

Складчатый пояс следует рассматривать как гигантский аллохтон моренного напорного вала. Фронтальный взброс является в то же время выходом на поверхность плоскости гляциошарьяжа. С последней сливаются на абсолютных отметках от -20 до -70 м все дизъюнктивы зоны. Поверхности гляциошарьяжа соответствует, судя по Трошинской, Каневской и Озерищенской скважинам, погребенная морена-брекчия; последняя залегает примерно вдоль контакта триасового пестроцвета и юры.

Остановимся кратко на вопросе о возможной мощности днепровского (рисского) ледника. Каждый импульс давления ледника создавал взброс, поэтому средняя амплитуда взбросов находилась почти в прямой зависимости от гравитационного давления ледника. Что же касается складчатости в целом и, в частности, резких уклонений средней амплитуды взбросов в сторону увеличения (до 170 м), то эти явления возникали в результате весьма мощного тангенциального напора ледника, проявлявшегося на фоне общего моноклинального падения пород на северо-восток — навстречу леднику. Средняя амплитуда взбросов в складчатой зоне составляет 60 м. Принимая удельный вес пород равным двум, коэффициент трения 1,5, получаем мощность ледникового покрова порядка 180—200 м. Изложенный метод подсчета дает максимальную мощность ледника, так как не учитывает тангенциального давления ледяных масс.

Помимо каневских дислокаций, на левом берегу Днепра известны две морены напора: гора Пивиха и гора Калитва.

Гора Пивиха возвышается над пятой (яготинской) террасой р. Днепра между г. Градижском и с. Максимовкой. Она вытянута с северо-запада на юго-восток, длина ее около 3,5 км, ширина 1 км. Гора круто обрывается к Днепру, а на северо-востоке полого понижается.

Гора Калитва находится на правом берегу р. Орели в 22 км от Днепра. Она представляет возвышенность, вытянутую с северо-запада на юго-восток, достигающую 148,5 м абсолютной высоты.

В геологическом строении гор Пивихи и Калитвы принимают участие киевский мергель, глауконитовые пески харьковского яруса и флювиогляциальные пески древне- и среднечетвертичного возраста. Указанные осадки перекрываются мореной. Все породы, залегающие ниже морены, интенсивно дислоцированы.

В зоне краевых дислокаций сама природа проделала величайший эксперимент, демонстрирующий во всех деталях условия формирования диапировых структур и серий чешуйчатых складок (складок-взбросов).

Складчатый процесс протекал здесь следующим образом. В условиях неглубоко залегающего (300—500 м) с падением на северо-восток кристаллического фундамента, перекрытого мезо-кайнозойскими песчано-глинистыми осадками, движение ледника на юго-запад вызвало выдавливание глубинных пластических масс с образованием пологого вала

перед фронтом ледника. В момент соприкосновения с валом вдоль фронтальной части ледника произошли многочисленные внедрения пластичных батских глин в вышележащую песчано-глинистую толщу (рис. 109). Дальнейшее продвижение ледника сопровождалось одновременным проявлением тангенциальных и вертикальных сил и формированием многочисленных складок-взбросов и миниатюрных шарьяжей.

Тектоника юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и ее связь с тектоникой Донбасса

За последние годы по тектонике юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и западных окраин Донецкого бассейна накопилось много новых данных. Тресты Укрвостокнефтегазразведка и Укрнефтегеофизика, Укргеолуправление, Институт геологических наук АН УССР и другие организации провели здесь в значительном объеме буровые, геологосъемочные и научно-исследовательские работы. В результате этих работ выявлен целый ряд структур первого порядка, открыто более десяти локальных структур, в том числе Шебелинская антиклиналь и два новых палеозойских купола, Волвенковский и Ново-Мечебиловский, скрытые под маломощным чехлом кайнозойских отложений. Весьма благоприятные данные получены в свете проблемы Большого Донбасса: установлена промышленная угленосность верхневизейских отложений.

По вопросу тектонической связи Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса высказывались А. Д. Архангельский (1941), А. П. Ротай (1941), Л. Ф. Лунгерсгаузен (1941б), И. Т. Шамека (1949), Д. Н. Соболев (1941) и др.

А. Д. Архангельский предполагал, что герцинская складчатость Донецкого бассейна распространяется в Днепровско-Донецкую впадину, сохраняя свою линейную форму. В развитие этого взгляда А. П. Ротай к западу от Донбасса наметил четыре линии структуры: «1) на продолжении Главного антиклинала, который проходит через Дружковско-Константиновский антиклиналь—Корульку—Петровский купол—Лубны (Исачки); 2) на продолжении Северного антиклинала—через Артемовск—Славянск—Изюм—Ромны; 3) на продолжении Серебрянского антиклинала—через Серебрянку—Рубцевку и далее на северо-запад и, наконец, 4) на продолжении антиклинала Лисичанск—Кременное» (Ротай, 1941).

Несколько иные варианты тектонических линий предложили Л. Ф. Лунгерсгаузен и И. Т. Шамека.

В свете современных данных рассматриваемую область составляют следующие тектонические районы (рис. 110):

1. Северный борт Донецкого прогиба.
2. Зона сочленения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса.
3. Южный борт Донецкого прогиба.

Северный борт Донецкого прогиба. Описываемую территорию составляют: 1 — Воронежский кристаллический массив; 2 — Белгородско-Валуйский уступ; 3 — устойчивая плита; 4 — меловое плечо; 5 — северный Преддонбасский прогиб.

В полосе гг. Белгород—Валуйки—ст. Кантемировка установлены дислокации палеогеновых отложений у с. Каменки и структурная терраса у с. Белокуракино. Гравиметрические данные указывают на изменение характера и интенсивности гравитационного поля с запада на восток вдоль линии г. Белгород — с. Шевченково. По-видимому, мы имеем усту-

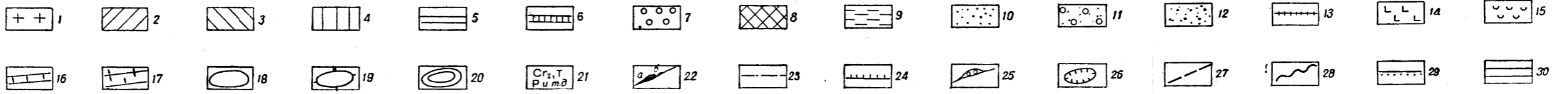
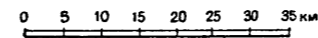
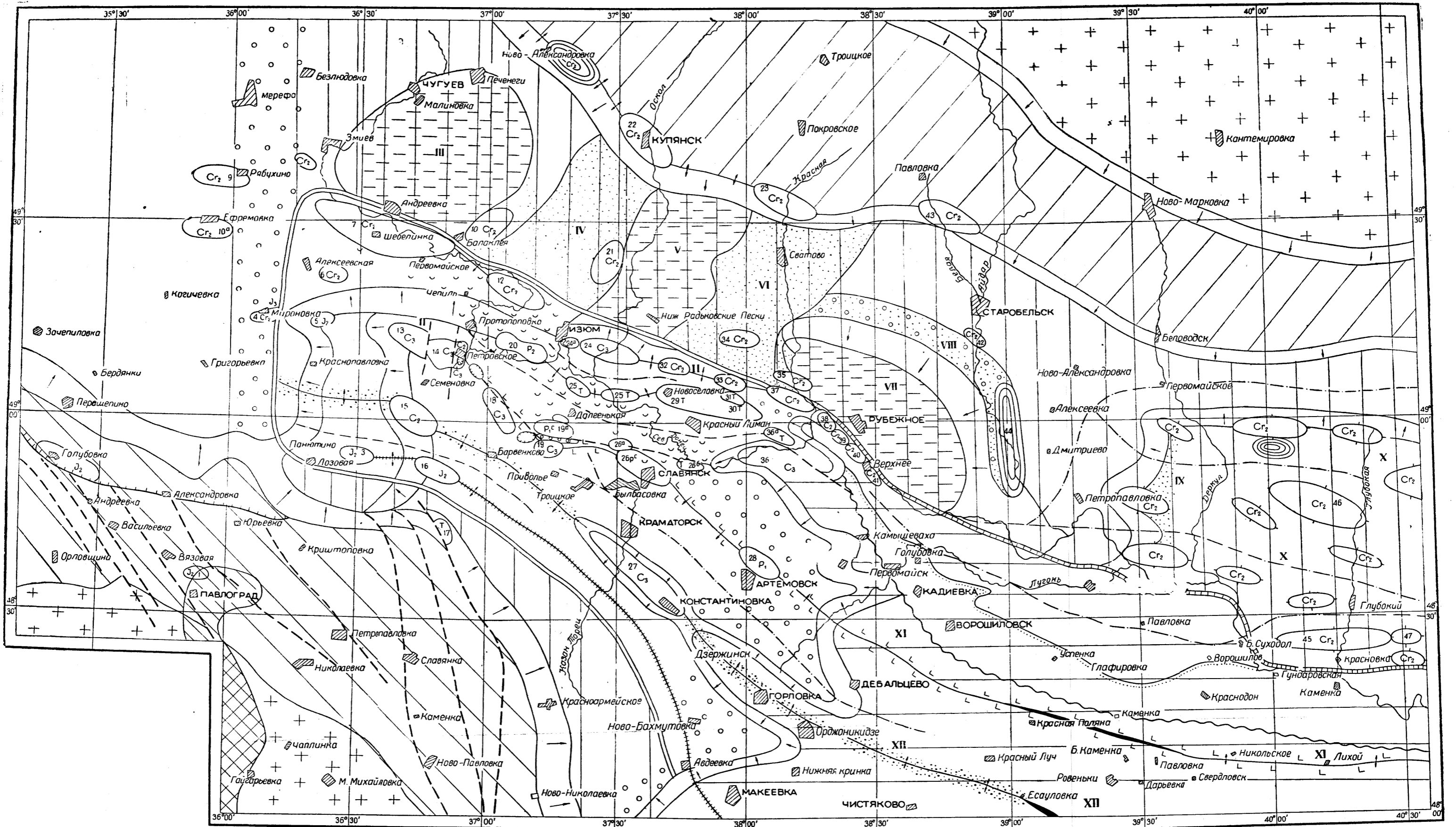


Рис. 110. Тектоническая схема окраин Донбасса

1—кристаллические массивы и их склоны; 2—северная субплатформа; 3—южная субплатформа; 4—краевые прогибы; 5—внешний контур Донецкого суборогена; 6—зона Северо-Донецкого надвига; 7—Харьковско-Павлоградский и Серебрянско-Кураховский поперечные барьеры (погребенные докембрийские синклинали); 8—Орехово-Павлоградский докембрийский (саксаганский) синклинали; 9—мульда и синклинали краевого прогиба; 10—поперечные валы краевого прогиба; 11—валообразное поднятие. Центральные зоны интергеосинклиналей: 12—каменноугольной; 13—араукаритовой; 14—нижнепермской; 15—верхнепермской; 16—моноклинали и флексуры; 17—антиклиналь флексуры; 18—структуры, установленные геолитическими исследованиями; 19—структуры, установленные геофизическими методами; 20—резкие положительные магнитные аномалии; 21—возраст пород, залегающих в сводах структур под кайнозойем; 22—оси антиклиналей; а) воздымание осей, б) погружение осей; 23—оси синклиналей; 24—Михайловско-Криворожский разлом; 25—палеогеновые грабени; 26—варушения; 27—южный контур мелкой складчатости Донбасса; 28—северная граница открытого Донбасса; 29—контур Донецкого бассейна.

Крупные структуры: I—Петровско-Славянский антиклиналь; II—Лисичанско-Волвенковская антиклиналь флексура; III—Змиевско-Балаклейская мульда; IV—Купянско-Петровский вал; V—Борзовская мульда; VI—Сватово-Торский вал; VII—Кабаньевско-Славянсербская мульда; VIII—Ново-Айдарские валообразные поднятия; IX—Луганско-Беловодская; X—район солянокупольной складчатости; XI—Северный антиклиналь XII—Главный антиклиналь.

Локальные структуры: 1—Вязовская; 2—Голубовская; 3—Рудавская; 4—Мироновская; 5—Белзевская; 6—Алексеевская; 7—Щебелинская; 8—Норо-Покровская; 9—Рябушинская; 10—Балаклейская; 11—Грифимовская; 12—Четверодонская; 13—Волвенковская; 14—Петровская; 15—Ново-Мечбиловская; 16—Гавриловская; 17—Ново-Бахметьевская; 18—Камышеватская; 19—Корульская; 19а—Новоселовская; 20—Слепяковская; 21—Голубовская; 22—Купянская; 23—Нижне-Пуванская; 24—Изыюмская; 25—Сухомеская; 26а—Славянская; 26б—Нижне-Торская; 27—Дружковско-Константиновская; 28—Артемовская; 29—Шандригловская; 30—Торская; 31—Терновская; 32—Карповская; 33—Невская; 34—Малеевская; 35—Половская; 36—Дроновская; 36а—Ново-Дубровская; 37—Кремская; 38—Северная Томашевская; 39—Южная Томашевская; 40—Лисичанская; 41—Матросская; 42—Лозовско-Шульгинская; 43—Белокуракинская; 44—Ново-Айдарская; 45—Астаховская; 46—Камышеватская; 47—Гусневская

пообразное погружение юго-западного склона Воронежского кристаллического массива, приуроченное к линиям: г. Белгород — с. Шевченко и Валуйки — Сватово. Южнее Кантемировки имеется уступ широтного простирания, окаймляющий с юга Воронежский массив. Возможно, что южнее уступа осадочный комплекс пополняется терригенными девонскими отложениями, вклинивающимися снизу.

Устойчивая плита представляет более подвижное сооружение, чем Воронежский кристаллический массив; северной ее границей служит описанный выше уступ в районе Кантемировки, а в южной — «меловое плечо». Плита построена моноклинально с преобладающим падением пород на юг. Мощность осадочных отложений увеличивается с севера на юг от 700—800 м до 1500—2000 м. Средний карбон представлен терригенными и карбонатными осадками (свиты C_2^1 — C_2^2), нижний — карбонатными. Каменноугольные отложения трансгрессивно перекрываются юрскими, верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями. Судя по Валуйской скважине, мощность отложений здесь следующая: четвертичные — 14 м, меловые — 149 м, юрские — 76 м, каменноугольные (наюр) — 210 м (Погребицкий, 1941).

На границе Северного Преддонецкого прогиба и устойчивой плиты в описываемом районе располагается моноклиальная складка, так называемое «меловое плечо», с которой связано резкое погружение верхнемеловых отложений под кайнозойские, а также возрастание глубоководных фаций в маастрихтских и палеогеновых отложениях в направлении с севера на юг.

Меловое плечо представляет собой зону погружения верхнемеловых пород, прослеживающуюся с запада на восток в виде полосы шириной в 8—10 км, от г. Харькова к сс. Шевченко и Сватово. На правобережье р. Айдар эта зона круто поворачивает на юг, проходит чуть западнее с. Ново-Айдара и затем примыкает к северо-донецкому надвигу вблизи с. Трехизбенки. С меловым плечом связано вклинивание снизу триасовых и пермских отложений. К гребневой, приподнятой, части мелового плеча приурочены дислокации палеогена и маастрихта у сс. Писаревка, Печенеги, Нижняя Дуванка и Новый Айдар. Дислокации выражены одной или несколькими складками с амплитудой по поверхности мела до 20 м. Наблюдается уменьшение мощности и опесчанивание палеогеновых образований в сводах антиклинальных складок.

Северный Преддонецкий (Преддонецкий) прогиб граничит на юге с Лисичанско-Волвенковской антиклиналь-флексурой и зоной Северо-Донецкого надвига (рис. 111). Западная граница проходит по меридиану г. Змиева. Лисичанско-Волвенковская антиклиналь-флексура составлена группой структур: Лисичанской, Кременской, Торской, Терновской, Шандриголовской, Краснооскольской, Волвенковской и др. (рис. 112). К северу от антиклиналь-флексуры в краевом прогибе известен лишь один Бригадировский соляной шток. На этом факте построено предположение, что Лисичанско-Волвенковская антиклиналь-флексура возникла на месте древней девонской флексуры, вдоль которой на север резко уменьшалась мощность девонских образований, в частности гидрохимических осадков.

К северу от Лисичанско-Волвенковской антиклиналь-флексуры в 10—20 км выявлен Придонецкой меловой вал с пологими структурами: Поповской, Карповской, Червонодонецкой и Шебелинской. В сводах перечисленных структур обнажаются верхнемеловые породы.

Для структуры палеогена и по кровле верхнего мела в краевом прогибе выделяются следующие тектонические элементы (рис. 110, 113):

1 — Змиевско-Балаклеяская мульда; 2 — Купянско-Петровский вал; 3 — Боровская мульда; 4 — Сватово-Торский вал; 5 — Кабаньевско-Сла-

вяносербская мульда; 6 — Беловодско-Луганский вал; 7 — Нижне-Митякинская мульда; 8 — Миллеровский вал; 9 — Придонецкий меловой вал.

На площадях перечисленных структур маркирующие горизонты находятся на следующих отметках.

Отметки кровли маркирующих горизонтов

Название тектонических элементов	Подшва мергелей киевского яруса	Кровля верхнего мела
Змиевско-Балаклейская мульда	От + 30 до + 40	—
Купянско-Петровский вал	От + 80 до + 130	—
Боровская мульда	От + 60 до + 70	—
Сватово-Торский вал	От + 100 до + 130	От + 90 до + 120
Кабаньевско-Славяносербская мульда	—	От + 60 до + 70
Беловодско-Луганский вал	—	От + 90 до + 120
Нижне-Митякинская мульда	—	От + 80 до + 95
Миллеровский вал	—	От + 100 до + 120
Придонецкий меловой вал	От + 130 до + 140	От + 100 до + 1200

Три мульды—Змиевско-Балаклейская, Боровская и Кабаньевско-Славяносербская совместно образуют единую крупную меловую мульду с осью, проходящей по линии: Кабанье — Боровая — Мерефа.

По данным Купянской опорной скважины (альтитуда +146,4 м), пробуренной в 37,5 км южнее г. Купянска у с. Подвысокого, мощность отдельных стратиграфических единиц в осевой части краевого прогиба выражается следующим образом (в м):

1. Четвертичные отложения и неоген	9
2. Палеоген	48
3. Верхний мел:	
кампан и маастрихт	240
сантон	238
коньяк и турон	79
сеноман	4
Итого верхний мел	618
4. Нижний мел (?)	37
5. Юра: верхняя	147
средняя	158
нижняя	18
Итого юра	360
6. Триас	152
7. Пермь: верхняя	80,5
нижняя	64
Итого пермь	301
8. Верхний карбон	1278
9. Средний карбон (вскрытая мощность)	253

Зона сочленения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. В зоне сочленения прослежены три ярко выраженные структурные террасы. Наиболее приподнятой является самая восточная — карбоновая, сложенная группой структур: Волвенковской, Петровской и Ново-Мечебиловской. К карбоновой структурной террасе с запада примыкает полоса полого залегающих юрских осадков длиной (с севера на юг) 50 км и шириной до 25 км. На площади этой более погруженной юрской террасы известны две соляные структуры: Беляевская и Рудаевская (рис. 114).

Западнее линии железной дороги Лозовая—Харьков происходит быстрое погружение юрских осадков под меловые и палеогеновые образования вдоль уступа шириной 7—8 км. Этот уступ получил название Протопоповско-Лозовской флексуры; последняя принимается в настоящее время в качестве юго-восточной границы Днепровско-Донецкой впадины. В лежащем боку флексуры располагается ряд соляных структур: Ефремовская, Алексеевская, Мироновская, Медведовская и Рябухинская. Поле развития верхнемеловых отложений с указанными структурами образует третью, самую опущенную, меловую террасу.

Шебелинская структура представляет собой первичный соляной купол с двумя этажами соли. Все остальные соляные антиклинали являются скрытодиапировыми структурами со скоплениями девонской соли в ядре. Сводовые участки Медведовской, Беляевской и Берекской структур осложнены присутствием неглубоких «вдавленных» синклиналей с раздутыми третичными отложениями, достигающими мощности 500 м. По данным В. Ф. Ближнюка, в строении вторичной, вдавленной синклинали в пределах Берекской структуры, принимают участие осадки следующего возраста: антропоген — мощность 20 м, неоген — 192 м, харьковский ярус — 70 м, киевский ярус — 26 м, бучакско-каневские отложения — 152 м. В харьковских отложениях имеется 2 пласта бурого угля рабочей мощности. Под палеогеном на глубине 460—500 м вскрыта брекчия, ниже (500—513 м) — каменная соль. Размеры вдавленной синклинали: длина 7 км, ширина около 3 км. Каменная соль вскрыта также на Алексеевской антиклинали на глубине около 1060 м; соляные рассолы с плотным остатком 170 г констатированы скв. № 2-р на Краснооскольской структуре (глубина 2550—2562 м) в свите C_1^5 .

В зоне сочленения с Донбассом известны две крупные зоны соляных структур (рис. 116). Северная зона, находящаяся на продолжении Петровско-Славянского антиклинала, составлена Алексеевской, Ефремовской, Медведовской и Крестищенской структурами. Южную зону, проектируемую на продолжении

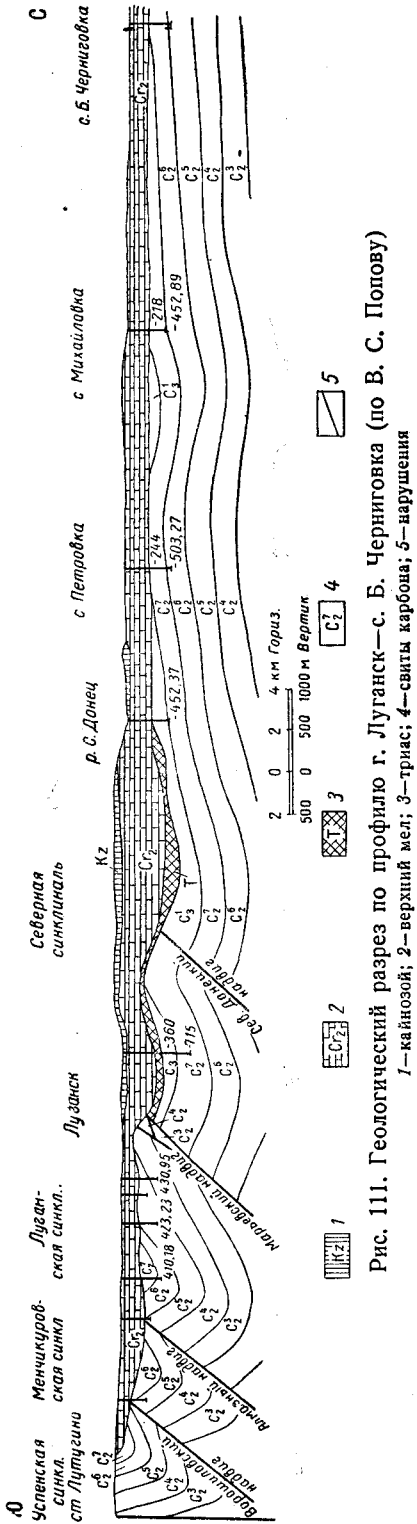


Рис. 111. Геологический разрез по профилю г. Луганск—с. Б. Черниговка (по В. С. Попову)

зоны Главного антиклинала Донбасса, составляют Новомечетбиловская, Беляевская, Мироновская, Павловская, Кигичевская, Верхнеланская и Елизаветинская структуры.

В области северо-западного погружения Донецкого кряжа первое мощное проявление тектонических движений относится к концу каменноугольного периода.

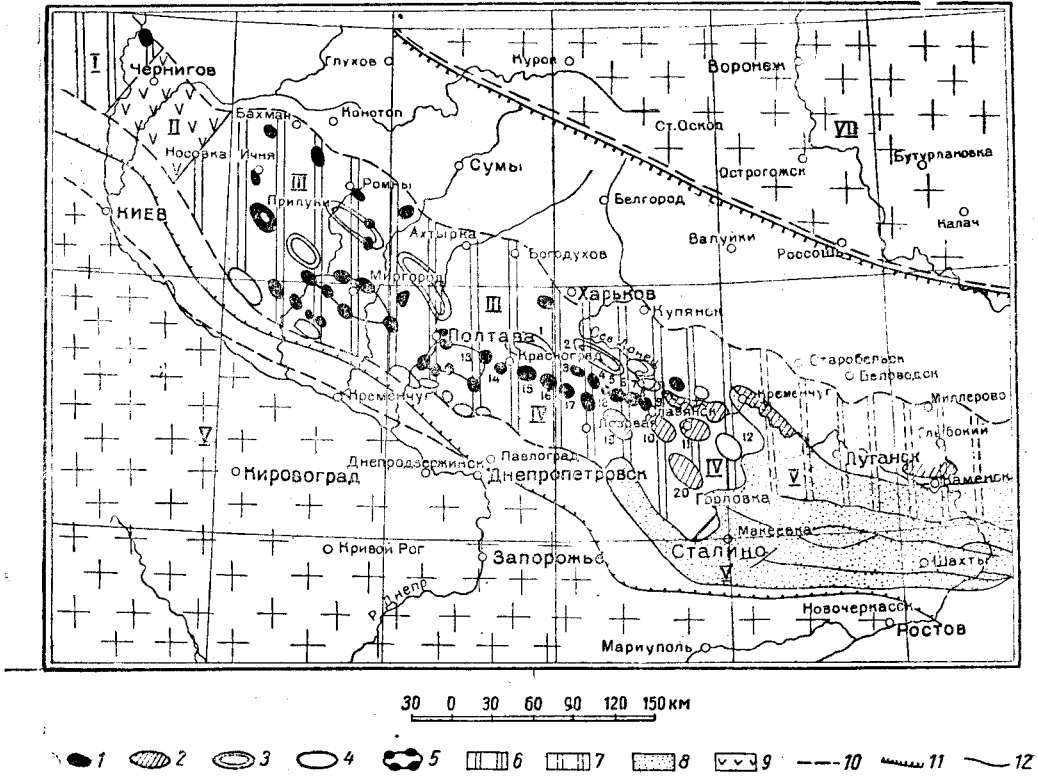


Рис. 116. Проявление соляной тектоники в Донецком прогибе

1—соляные купола и штоки; 2—структуры, возможно осложненные солью; 3—валообразные поднятия соляной породы; 4—структуры невыявленной природы; 5—кольцевые антиклинали; 6—область солянокупольной тектоники; 7—предполагаемое восточное продолжение области солянокупольной тектоники; 8—Старый Донбасс; 9—Черниговский вал; 10—краевые разломы; 11—северная и южная границы распространения каменноугольных отложений; 12—линейные антиклинали Старого Донбасса

Структуры первого порядка: I—Припятский прогиб; II—Черниговский вал; III—Днепровско-Донецкая впадина; IV—Донецкий субороген; V—Донецкий ороген; VI—Украинский кристаллический массив; VII—Ворожнецкий кристаллический массив

Структурные зоны Северного антиклинала: 1—Крестищенская; 2—Мелведовская; 3—Ефремовская; 4—Алексеевская; 5—Лозовенковская; 6—Волвенковская; 7—Петровская; 8—Берекская; 9—Камышевахская; 10—Корюльская; 11—Славянская; 12—Бахмутская. Структурные зоны Главного антиклинала Донбасса: 13—Елизаветинская; 14—Верхнеланская; 15—Кигичевская; 16—Павловская; 17—Мироновская; 18—Беляевская; 19—Новомечетбиловская; 20—Доружковско-Константиновская

Начиная с араукаритового времени, в Донецкой геосинклинали впервые проявляется обращение геотектонического режима. Знак движения в зоне Главного антиклинала меняется: опускание сменяется поднятием; последнее концентрируется (согласно исследованиям А. З. Широкова) вдоль зоны максимального накопления осадков карбона (Широков, 1938). Образование центрального поднятия сопровождается формированием в течение араукаритового века в западном секторе Донбасса новой интрагеосинклинали.

Анализ мощности араукаритовой свиты позволяет высказать предположение, что наибольшее прогибание в араукаритовом веке приурочи-

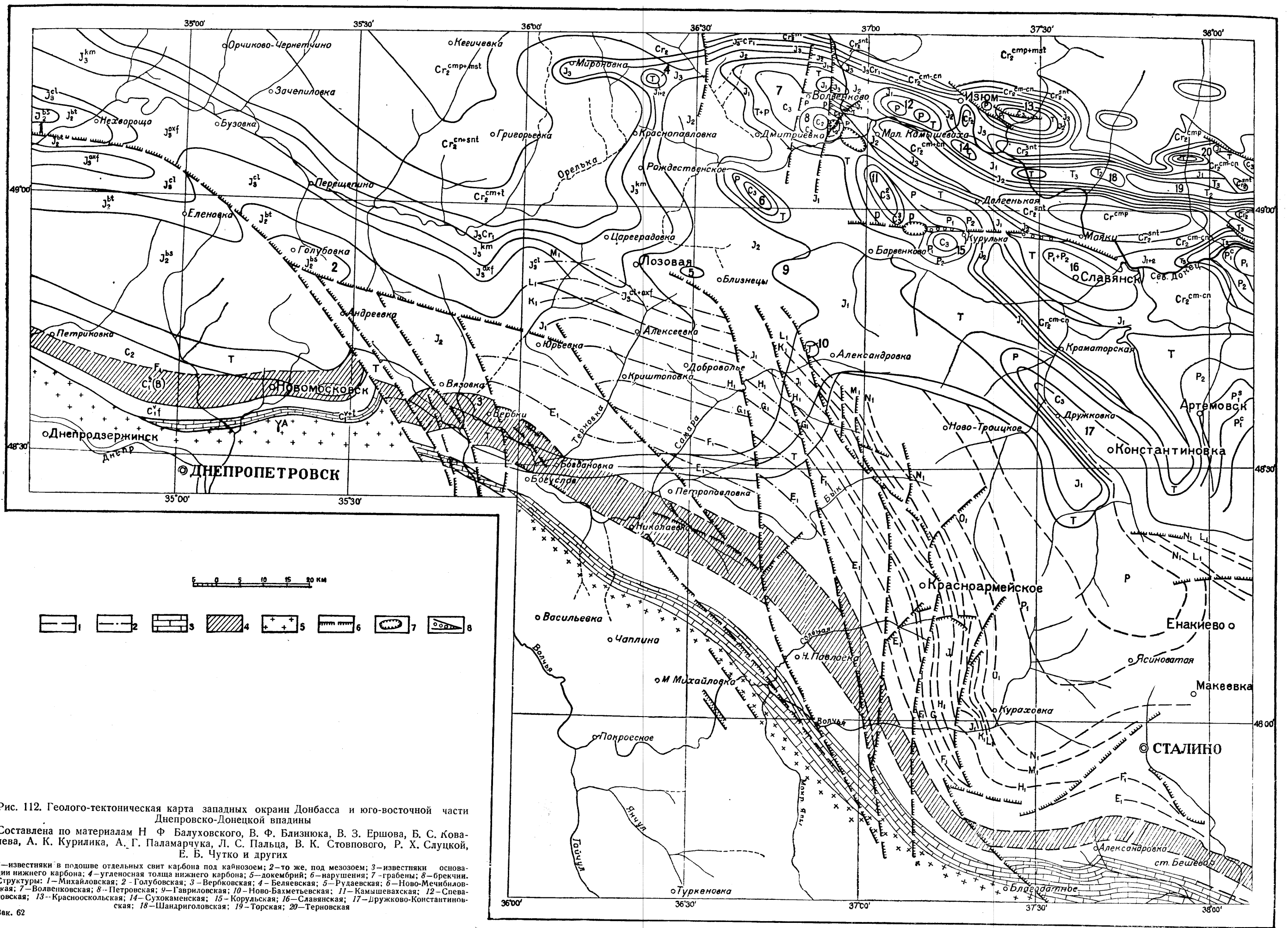


Рис. 112. Геолого-тектоническая карта западных окраин Донбасса и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины

Составлена по материалам Н. Ф. Балуховского, В. Ф. Близиюка, В. З. Ершова, Б. С. Ковалева, А. К. Курилика, А. Г. Паламарчука, Л. С. Пальца, В. К. Стовпного, Р. Х. Слуцкой, Е. Б. Чутко и других

1 — известняки в подошве отдельных свит карбона под кайнозойем; 2 — то же, под мезозоем; 3 — известняки основания нижнего карбона; 4 — угленосная толща нижнего карбона; 5 — докембрий; 6 — нарушения; 7 — грабены; 8 — брекчии.
 Структуры: 1 — Михайловская; 2 — Голубовская; 3 — Вербковская; 4 — Беляевская; 5 — Рудаевская; 6 — Ново-Мечбиловская; 7 — Волвенковская; 8 — Петровская; 9 — Гавриловская; 10 — Ново-Бахметьевская; 11 — Камышевская; 12 — Слеваковская; 13 — Красноскольская; 14 — Сухокаменская; 15 — Курольская; 16 — Славянская; 17 — Дружково-Константиновская; 18 — Шандриголовская; 19 — Торская; 20 — Терновская

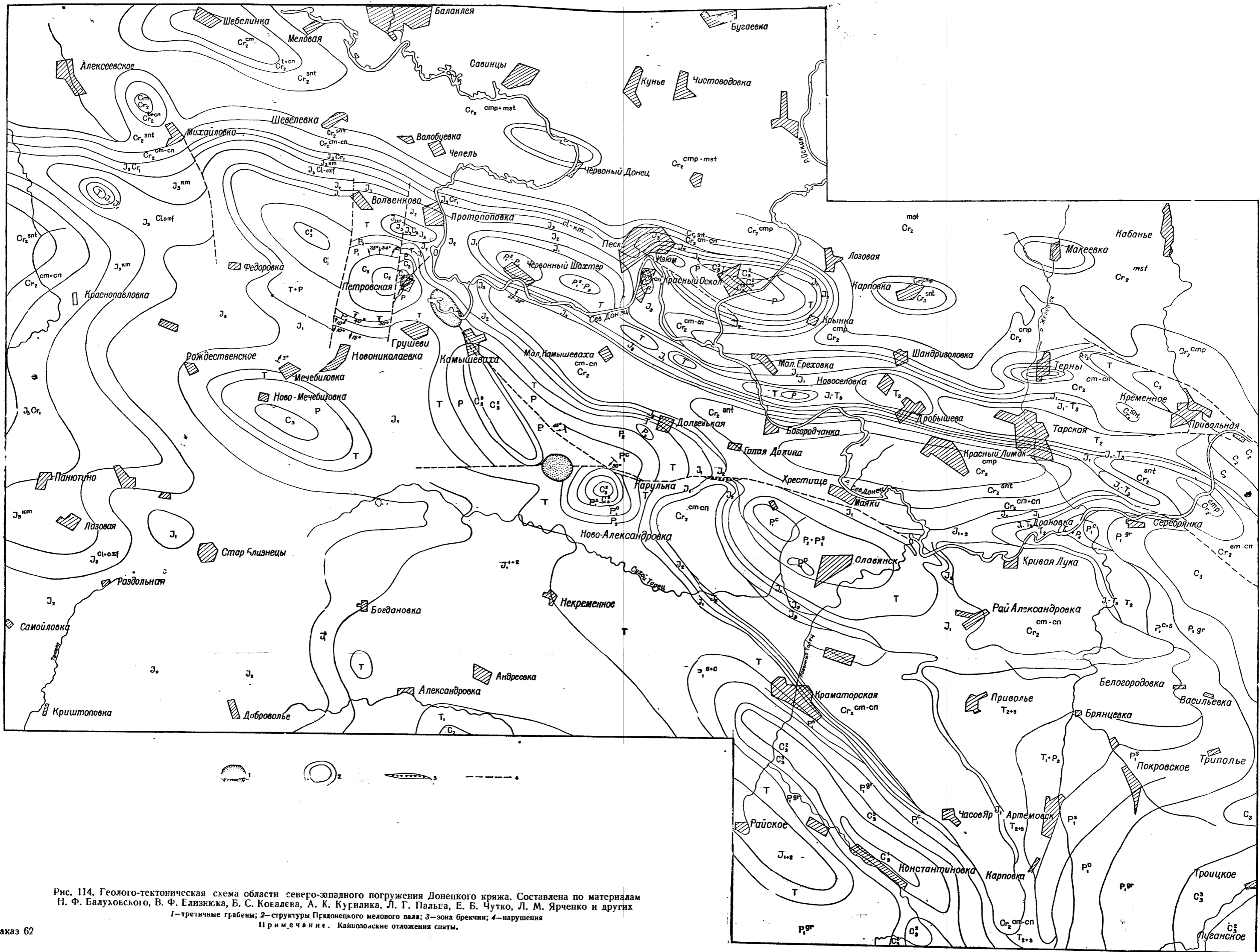


Рис. 114. Геолого-тектоническая схема области северо-западного погружения Донецкого кряжа. Составлена по материалам Н. Ф. Балуховского, В. Ф. Елизинска, Б. С. Козалева, А. К. Кузюлика, Л. Г. Пальца, Е. Б. Чутко, Л. М. Ярченко и других
 1—третичные грабени; 2—структуры Придонецкого мелового вала; 3—зона брекчии; 4—нарушения

Примечание. Кайнозойские отложения сняты.

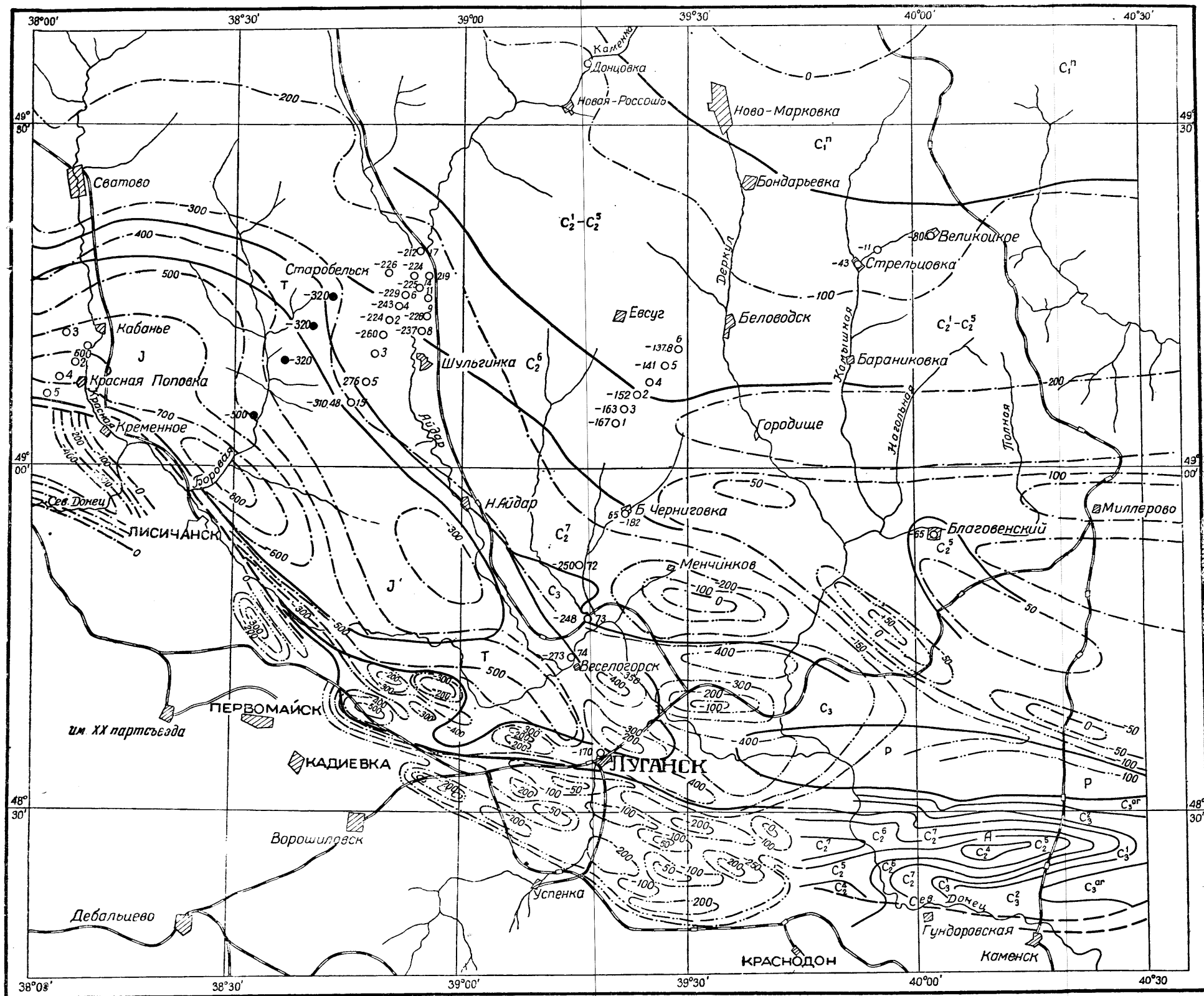


Рис. 113. Схематическая структурная карта поверхности карбона в северном секторе Донбасса

1—изогипсы поверхности карбона по данным геофизических работ и бурения; 2—изогипсы поверхности карбона по геофизическим данным Н. Б. Дортмана; 3—границы между стратиграфическими горизонтами; 4—возраст стратиграфических горизонтов, залегающих под верхним мелом; 5—Астаховская антиклиналь; 6—нарушения; 7—скважины (справа—номер, слева—абс. отм. поверхности карбона); 8—точка сейсмического профиля (слева—абс. отм. поверхности карбона по геофизическим данным)

Мощность триасовых, пермских и каменноугольных отложений в пределах юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса (в м)

Название структуры или участка	T	P ₂	P _{1s}	P _{1c}	P _{1c+s}	P _{1gr}	C ₃ ³	C ₃ ²	C ₃ ¹	C ₂ ⁷	C ₂ ⁶	C ₂ ⁵
Западные окраины Донбасса (верховья р. Самары с. Доброполье)	60—200	180	—	—	—	510	1 150	695—745	640	290	200	372
Петровский купол	150	130	150	150	300	300—350	300—350	440	550	440—450	160—520	440
Корульский „	250	600	150	300	450	775	600	—	—	—	—	—
Славянский „	250	300	600	280	880	—	—	—	—	—	—	—
Дружковско-Константиновская антиклиналь	250	—	260	400	660	1 000	900	800	750—800	—	—	—
Бахмутская котловина	—	150—200	340	450	790	1 490	900	850	800	—	—	—
Кременное-Лисичанск	400	—	—	—	300	—	—	375(?)	350	300	190	230
Краснооскольский купол	200	20	—	16,0	16,0	150	250—300	350	460—525	450	130—170	—
Красноармейский район	—	—	—	—	—	1 000	600	—	680	330	225	325
Шебелинская антиклиналь	200—240	200—400	500	98—140	600	440	645	—	—	—	—	—

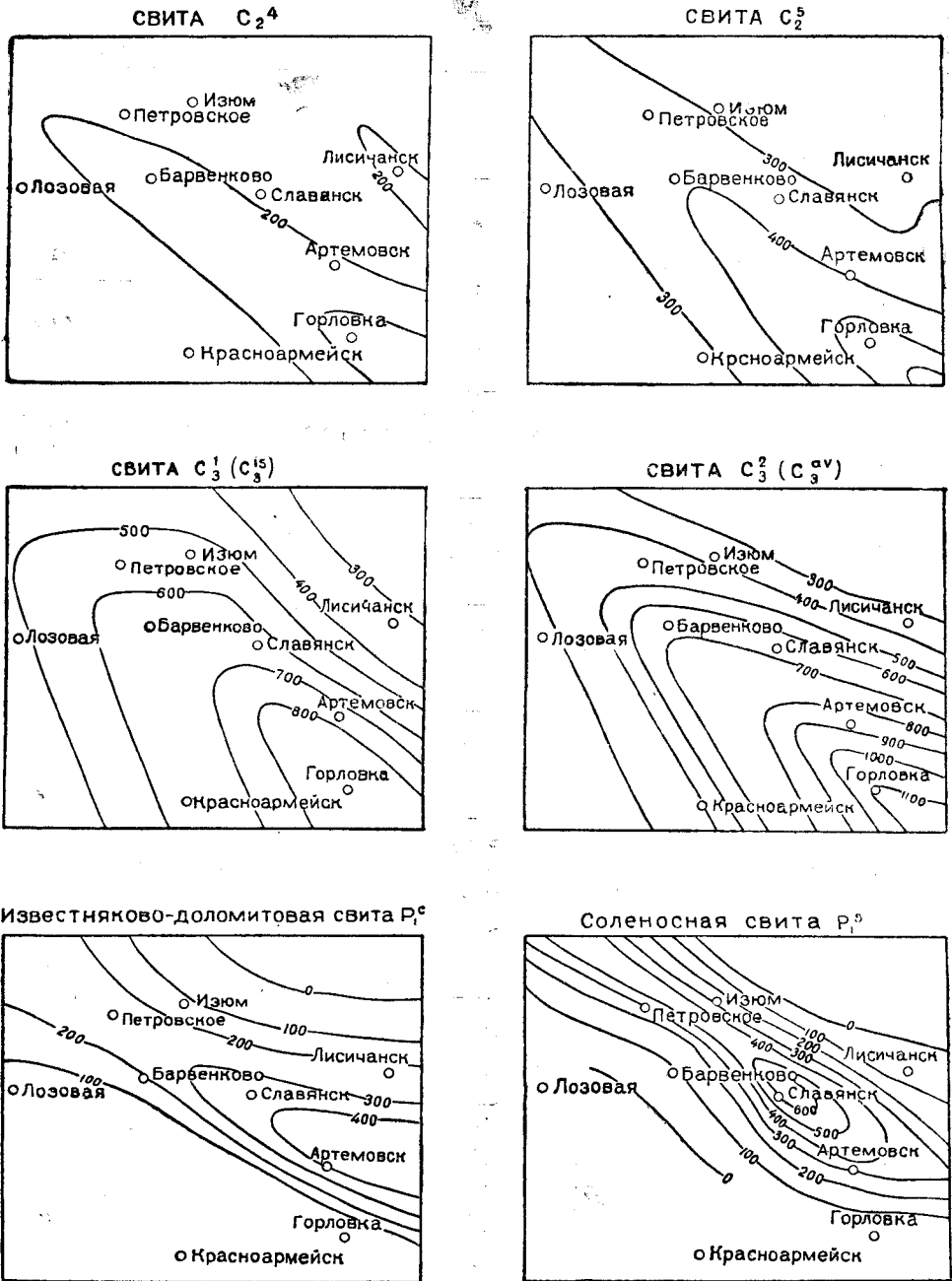
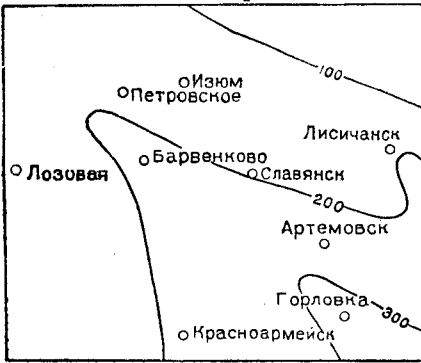


Рис. 117. Изопахты каменноугольных, пермских и

СВИТА S_2^6



СВИТА S_2^7



Араукоритовая свита S_3^{ar}



Свита медистых песчаников P_1^{m}



Верхняя свита P_2



Триас Т



км 20 0 20 40 60 80 100 км

триасовых отложений северо-западных окраин Донбасса

валось примерно к центральной части Кальмиус-Торецкой котловины (см. табл. 134, рис. 110, 117).

В начале пермского периода зона максимального накопления осадков перемещается на север и проходит по линии: Петровский купол — Корульский купол — Славянский купол — Северный антиклиналь (рис. 110, 115, табл. 135).

Таблица 135

Фазы формирования структур

Структуры и зоны	Время усиленного накопления осадков	Фазы формирования	Предполагаемое направление зоны в области северо-западного погружения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины
1. Главный антиклиналь	$C_1 v q - C_3^2$	1-я уральская	Дружковско-Константиновская антиклиналь—Новомечевская антиклиналь
2. Гавриловско-Панютинский антиклиналь	(араукариновое время)	2-я уральская	ст. Гавриловка—с. Панютино
3. Петровско-Славянский антиклиналь	P_1	Предверхнепермская	Петровский купол—Беляевская антиклиналь
4. Средний антиклиналь	$P_2 - I_3$	Преднижне-меловая	Сухокаменская Спеваковская, Шебелинская и Рябухинская антиклинали

С началом формирования Петровско-Славянского антиклиналя связано образование местной пермско-юрской интрагеосинклинали. Зона максимального накопления осадков в этой интрагеосинклинали располагалась примерно на участке Сухокаменская антиклиналь — Шебелинка.

Южный борт Донецкого прогиба. На территории южного борта Донецкого прогиба выделяются следующие тектонические структуры первого порядка: Южный Преддонбасский прогиб, Исачковская зона соляных структур (Южная зона ступенчатых сбросов), Михайловско-Юрьевский разлом, Южная устойчивая плита и Приднепровская зона сбросов. Последняя ограничивает с севера Украинский кристаллический массив. Южная зона ступенчатых сбросов выделяется условно; по-видимому, это моноклиналь, осложненная соляной тектоникой и дизъюнктивными нарушениями.

Южный Преддонбасский прогиб территориально соответствует южной части Кальмиус-Торецкой котловины и ее юго-западному крылу. Контуры прогиба на северо-востоке проходят по линии Панютино—Гавриловка—Южный антиклиналь.

Тектонические соотношения Южного Преддонбасского прогиба с Днепровско-Донецкой впадиной представляются в следующем виде. Исачковская зона соляных структур на востоке примыкает к Перещепино-Лозовскому палеогеновому валу. Далее на восток площадь развития девонских гидрхимических осадков, по-видимому, ограничивается на юге Ново-Мечевилловско-Корульско-Славянской зоной структур, осложненных девонской солью. Южнее этой зоны соляные структуры неизвестны.

Восточнее ст. Лозовой простираение складчатости меняется с субширотного на субмеридиональное; при этом зона ступенчатых сбросов Днепровско-Донецкой впадины переходит в Верхне-Самарскую флексуру, идентичную юго-западному крылу Кальмиус-Торецкой котловины. Детальными разведочными работами Верхне-Самарская флексура прослежена от Кураховского рудника до верховьев р. Самары. Формирование данной флексуры началось, по-видимому, в девонском периоде.

Это наиболее древний структурный шов, окаймляющий с юга центральную часть Донецкого прогиба.

К южному краевому прогибу примыкает крупный герцинский разлом, простирающийся от с. Михайловки на западе через с. Голубовку до с. Юрьевки на востоке. Михайловско-Юрьевский разлом на северо-западе прослеживается до с. Колайдинцы и г. Пирятино. Восточнее с. Михайловки разлом разветвляется (виргирует) на серию мелких сбросов. Это обстоятельство придает Павлоград-Петропавловскому району своеобразное флексурно-сбросовое строение при общем погружении отдельных блоков на восток (рис. 112).

Характерной особенностью зоны Михайловско-Юрьевского разлома является приуроченность пликативных дислокаций к его северной, опущенной, части. Михайловская и Голубовская антиклинали прислонены к разлому.

Южная устойчивая плита ограничивается на северо-востоке и севере Михайловско-Юрьевским разломом, а на юге и юго-западе — Приднепровской зоной сбросов. В строении плиты принимают участие породы нижнего и среднего карбона, триаса и юры. Между триасом и карбоном наблюдается угловое несогласие. Строение плиты моноклиальное с пологим падением пород на север. Глубина залегания кристаллического фундамента увеличивается с юга на север от 400 до 1200 м.

В Днепровско-Донецкой впадине хорошо выражены предверхневизейская, саальская и пфальцская фазы складчатости. На крыльях впадины осадки верхнего визе трансгрессивно ложатся на породы кристаллического массива (Райозеро — Путивль).

В Донбассе проявлений предверхневизейской фазы никто из исследователей до сих пор не отмечал; в то же время П. Л. Шульга указывает на крупную роль этой фазы в тектонике Волыно-Подольской плиты. На Петровском куполе местные тектонические фазы прослеживаются, начиная от среднего карбона.

От древнекимерийской фазы и вплоть до новейшего третичного тектогенеза, складчатые движения в пределах юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса в общем носят унаследованный (постумный) характер; развивается складчатость, созданная герцинским диастрофизмом. Наиболее интенсивные тектонические процессы альпийской эпохи приурочены к донецкой, ларамийской, пиринейской и савской фазам. Резкие угловые несогласия, достигающие 10° и более, констатированы между нижним байосом и верхним лейасом (донецкая фаза), верхним мелом и палеогеном (ларамийская фаза). Для пиринейской фазы характерны несколько ускоренные вертикальные движения, обусловившие значительные колебания мощности харьковского яруса.

В результате предмиоценовой (савской) фазы происходит опускание значительной части юго-западного крыла Днепровско-Донецкой впадины и ингрессия сарматского моря во впадину и на западные окраины Донбасса через Орехово-Гуляйпольский прогиб.

Большое связующее значение имеют структурные линии типа флексур, сформировавшиеся в процессе погружения Донецкого прогиба. Глубинные разломы, по-видимому, находят отражение в осадочной толще в виде флексур. Начиная с верхнего визе, Днепровско-Донецкая впадина и окраины Донбасса имели синхронные колебательные движения; различие заключается в усилении темпов прогибания и накопления осадков с северо-запада на юго-восток.

Изложенный материал характеризует основные черты структурного плана юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и окраин

Донбасса. С полной очевидностью выявляется зависимость размещения геологических формаций от тектонических движений. Чтобы разобраться в имеющемся многообразии тектонических элементов юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, представляется целесообразным их классифицировать (см. табл. 136). В этой таблице тип структуры определяется в зависимости от региона или тектонической зоны, к которой приурочена структура.

Тектоника Причерноморской впадины

Причерноморская впадина как геоструктурный элемент была выделена А. Д. Архангельским (1923а). Первоначально ее относили к южной части Русской платформы. Впоследствии, в совместной работе с Н. С. Шатским, А. Д. Архангельский (1933) включил впадину в состав предгорного прогиба альпийской зоны, ограниченного на юге горными сооружениями Крыма и Кавказа, а на севере — Украинским кристаллическим массивом. На западе пограничная часть впадины примыкает к дуге Карпат; восточную ее оконечность А. Д. Архангельский наметил у Ставропольского массива.

Территория Причерноморской впадины принимается нами в основном в границах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского.

В ином виде выглядят границы впадины в трактовке М. В. Муратова. По его представлению Причерноморская впадина состоит из четырех сообщающихся ветвей: Прикарпатской на северо-западе, Каркинитской на востоке, Валахской на юго-западе и гипотетической Алминско-Варненской ветви, покрытой водами Черного моря, на юге. «Эти ветви впадин, — пишет М. В. Муратов (1949), — разобщены и разделены обширным поднятием массива Добруджи и его предполагаемого продолжения Тарханкутского вала. Добруджинско-Тарханкутское поднятие разделяет впадину, которая была бы без него более простой, на систему перечисленных ветвей, имеющих несколько различное строение и даже частично различную историю развития». Поперечная перемычка в районе Перекопа, по М. В. Муратову, «отделяет собственно Причерноморскую впадину на западе от Азовско-Кубанской, расположенной восточнее».

Работами Молдавнефтегеологии, Молдавской экспедиции ВНИГРИ и треста Укрвостокнефтеразведка, проведенными после Великой Отечественной войны, установлена глубоко погруженная Молдавская впадина (прогиб). Данную геоструктуру необходимо выделить из Каркинитской впадины как самостоятельную единицу. В таком случае Каркинитская впадина займет территорию между меридианами гг. Одессы и Перекопа.

В описываемую нами область, помимо Молдавской впадины, входят: северо-западное крыло Азовско-Кубанской впадины и северное крыло Каркинитской впадины. По своему тектоническому строению и фациальным условиям доступная для изучения континентальная часть структуры составляет переходную область между Азовско-Кубанской и Молдавской впадинами. В настоящее время указанная территория в многочисленных геологических работах фигурирует как северное крыло Причерноморской впадины. Этот термин сохраняется и в данном очерке.

Северное крыло Причерноморской впадины. На западе и востоке эта часть впадины имеет четкие структурные границы. На востоке она

Тектонические элементы Донецкого прогиба

Название региона или геоструктуры	Местоположение	Характер палеозойских осадков и их мощность	Тип структуры или складчатость	Структуры
Платформа и северный прогиб				
Воронежский щит	Воронежская, Курская и Орловская области	Смена терригенных песчано-глинистых фаций карбона на морские, карбонатные, с севера на юг. Мощность до 500 м	Субгеоантиклиналь. Возможны сбросы, горсты и грабены	—
Южная краевая флексура Воронежского щита	Оконтуривает с юга Воронежский щит. Линия: Белгород—Валуйки — Чертков	Изменение фаций и мощности осадков карбона; на востоке вклинивание снизу осадков девона. Мощность палеозоя увеличивается (с севера на юг) увеличивается до 4000 м	Однокрылая складка. Возможны несимметричные антиклинали и структурные террасы	Дислокации палеогена у с. Каменки, структурная терраса у с. Белокуракино
Подвижная и устойчивая плиты (погруженный склон Воронежского щита)	На севере оконтуривается краевой флексурой, на юге — зоной ступенчатых сбросов и карбоновой флексурой	В среднем карбоне прибрежно-морские осадки, в нижнем — преобладают карбонатные осадки. Мощность 1000—2500 м	Гомоклиналь. Возможны сбросы, флексуры и пологие антиклинали	Дислокации у сс. Вел. Бурдук и Москалезки, Городищенская антиклиналь
Северная зона ступенчатых сбросов и карбоновая флексура (на востоке)	Простирается по линии: Бахмач—Харьков—Купянск — Ново-Астрахань — Миллерово	Зона перехода карбонатных осадков верхнего визе и намиора — в терригенные. Мощность палеозоя (с севера на юг) увеличивается до 4000 м	Система однокрылых складок, осложненных в гребневой части несимметричными антиклиналями	Печенегская, Нижне-Дуванская антиклинали
Северный Предонбасский (Преддонецкий) прогиб	На севере ограничивается карбоновой флексурой, на юге — зоной Северо-Донецкого надвига	Преобладают терригенные осадки ограниченной мощности, лагунные осадки девона. Мощность палеозоя 4000—6000 м	Синклинали, компенсационные мульды, поперечные валы, антиклинали	Голубовская, Балаклеяская, Червонодонецкая, Карповская, Поповская, Астаховская и др.
Погруженная часть Днепровско-Донецкой впадины				
Северная зона соляных структур	Ромепская зона соляных структур. Лисичанско-	Резкое увеличение мощности девонских и каменноуголь-	Соляные структуры различного типа: штоки,	Дмитриевская, Роменская, Синевская, Мед-

Название региона или геоструктуры	Местоположение	Характер палеозойских осадков и их мощность	Тип структуры или складчатость	Структуры
	Волвенковская антиклиналь-флексура. Зона Северо-Донецкого надвига	ных отложений (с севера на юг). Развитие мощных гидрхимических осадков в девоне	купола, надвиговые структуры типа Лейне, полискладки	ведовская, Рябухинская, Алексеевская, Волвенковская, Краснооскольская, Шандриголовская, Торско-Терновская, Кременская, группа лисичанских структур и др.
Моногеосинклиналь	На востоке ограничивается Прогопоповско-Лозовской флексурой, на западе—Черниговским поперечным валом	Развитие лагунных осадков девона и терригенно-морских осадков карбона и перми. К приосевой зоне приурочены экстрезии девонских эффузивов основного состава. Мощность осадочной серии до 6000 м	Область солянокупольной тектоники. Наиболее погруженная часть впадины осложнена валобразными поднятиями	Соляные штоки и открыто-диапировые складки. В приосевой части известны валообразные поднятия: Глинско-Розышевское, Солоховское и Крестищенское
Припятский прогиб	Западная часть Днепровско-Донецкой впадины, от Черниговского вала до меридиана с. Домановичи	Развитие лагунных осадков девона и терригенных осадков карбона и перми. В западной части появляются кембрийские отложения	Соляные купола первичные и скрытодиапировые; имеются пологие поднятия	Кореневская, Мозырская, Наровлянская и Старобинская структуры и западный склон Черниговского вала
Донецкая геосинклиналь				
Зона Главного антиклинала Донбасса (Главный антиклинорий)	Краснопавловско-Новомечбиловско - Дружковско - Константиновская антиклиналь — Главный антиклиналь	Орогенизованная зона максимального накопления каменноугольных отложений в пределах свит $C_{1vg}-C_3^2$. Мощность осадков до 12 км	Купола и брахиоскладки, линейные складки	Новомечбиловская, Новопавловская, Дружковско - Константиновская, Главный антиклиналь
Южный антиклинорий	Панютино—Гавриловка—Южный антиклиналь	Орогенизованная зона максимального накопления осадков араукаритовой свиты и свиты медистых лесчаников	Складчатость не изучена	Панютино - Гавриловский вал. Южный антиклиналь, Очеретинская антиклиналь

Северный антиклинорий	с. Петровское — г. Славянск — Северный антиклинал	Орогенизованная зона максимального накопления нижнепермских осадков. Мощность палеозоя 7—10 км	Виргирующие двойные складки и полискладки с зонами брекчий и грабенами в сводах.	Волвенковская, Петровская, Берекская, Камышевахская, Корульская, Славянская; Северный антиклинал
Шебелинско-Сухокаменское поднятие	Бахмутская котловина — с. Сухая Каменка — Шебелинка	Орогенизованная зона максимального накопления верхнепермских, триасовых и юрских осадков. Мощность 6—7 км	Соляные диапиры, купола, брахискладки	Шебелинская, Слеваковская, Сухокаменская, Святогорская
Южный прогиб и платформа				
Южный Преддонбасский прогиб	С севера оконтуривается Панютино - Гавриловским валом, с юга — девонско - карбоновой флексурой	Терригенные и лагунно-морские осадки мощностью до 4000 м	—	Структуры неизвестны
Южная зона ступенчатых сбросов, осложненная соляными структурами, в восточной части переходит в девонско-карбоновую флексуру	Исачковская зона соляных структур. Юго-западное крыло Кальмиус-Торецкой котловины	Зона перехода лагунных осадков девона в терригенные, с подчиненным значением лагунных. Отсутствие галогенных осадков на площади юго-западного крыла Кальмиус-Торецкой котловины	Флексура, осложненная ступенчатыми сбросами и соляными диапирами	Логовиковская, Поздняковская, Исачковская, Сагайдакская, Полтавская, Рудаевская и др.
Колайдинско-Юрьевский разлом	Михайловка — Голубовка — Юрьевка	Зона выклинивания девонских и редукции каменноугольных отложений	Разлом с прислоненными структурами	Михайловская, Голубовская, Самойловская, Ново-Бахметьевская
Южная устойчивая плита	Северный погруженный склон Украинского кристаллического массива	Мощность палеозоя достигает 1000—1200 м	Моноклиналь со складками небольшой амплитуды, флексурами и сбросами	Вербковская
Украинский кристаллический массив (щит, глыба)	Центральная часть УССР	Палеозой отсутствует	Субгеоантиклиналь. Возвышенности и впадины небольшой амплитуды	
Зона сочленения Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса				
Харьковско-Павлоградская поперечная перемычка	Павлоград — Харьков	Зона перехода геосинклинальных осадков карбона (начиная от верхнего визе) и перми — в платформенные образования	Флексура, осложненная соляными структурами и структурными террасами	Медведовская, Беляевская, Мироновская, Алексеевская

ограничивается Приазовским широтным выступом кристаллического фундамента, к которому с запада примыкает Мелитопольская синклиналь и ее северо-восточное продолжение — Орехово-Гуляйпольский неглубокий прогиб (перемычка). Западной границей служит Нижне-Днепровский поперечный выступ кристаллического фундамента (рис. 118).

Мелитопольская синклиналь открывается в южном направлении; ось ее погружается на юг. В центральной части территории находится Николаевский поперечный выступ кристаллического фундамента. В целом северное крыло Причерноморской впадины имеет в некоторой степени симметричное строение, причем ось симметрии проходит примерно вдоль оси Николаевского поперечного выступа.

Фундаментом северного крыла Причерноморской впадины служат: в восточной части — докембрийские породы, в западной — нижнепалеозойские. Состав и возраст пород фундамента меняются приблизительно на меридиане г. Николаева.

Поверхность кристаллических пород характеризуется следующими абсолютными отметками (в м):

с. Васильевка	—99,6
с. Благовещенское (вблизи Никополя)	—89,2
с. Б. Рогачик	—153,8
с. Михайловка	—160,3
с. Пришиб	—160,4
г. Большой Токмак	—194,5
г. Елизаветополь	+80,0
с. Ново-Васильевка	—38,6
с. Петровка	+50,0
с. Угловка	—70,0
Ксмуна им. Шевченко	—243,2
г. Ногайск	—165,0
г. Жданов	—55,0
с. Чкалов	—650,0
с. Владимировка	—1135,0
с. Степановка	—815,0
с. Баштанка (р. Ингул)	—160,0

В г. Вознесенске докембрий вскрыт на глубине 100 м, в с. Мирном (в 35 км к северо-западу от г. Одессы) — на глубине 1629 м.

Общее падение докембрийских пород направлено на юг и составляет в среднем 20—40 м на 1 км.

Буровые работы, проведенные в восточной части северного крыла Причерноморской впадины, устанавливают налегание на докембрийский фундамент отложений различного возраста, от нижнемеловых до неогеновых включительно. С севера на юг происходит увеличение мощности осадочной серии пород за счет более древних отложений (рис. 119). В сс. Чкалово и Акимовке отложения нижнего мела трансгрессивно лежат на коре выветривания докембрийского фундамента. В с. Чкалово пласт глауконитовых песков нижнего мела залегают на продуктах разрушения кристаллических пород.

Структура пластов нижнемеловых отложений отражает древний рельеф кристаллического ложа впадины; в южной части района (Чкаловская и Александровская площади) они имеют почти меридиональное простирание. Уклон их поверхности по Чкаловской площади составляет 40 м на 1 км.

Мощность верхнемеловых отложений, представленных в основном известняками и известковистыми песчаниками, в направлении от с. Чкалово на запад нарастает от нескольких метров (с. Чкалово, скв. № 3/5) до 200 м (сс. Александровка и Дунаевка) и 829 м (с. Ново-Алексеевка). В зоне контакта с кристаллическим массивом наблюдается обогащение

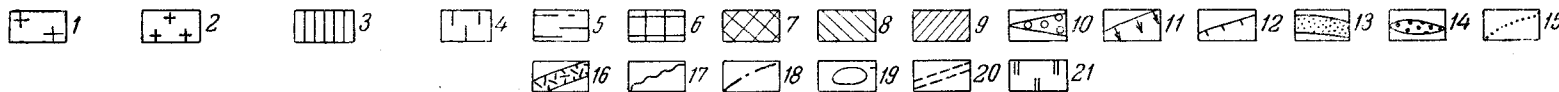
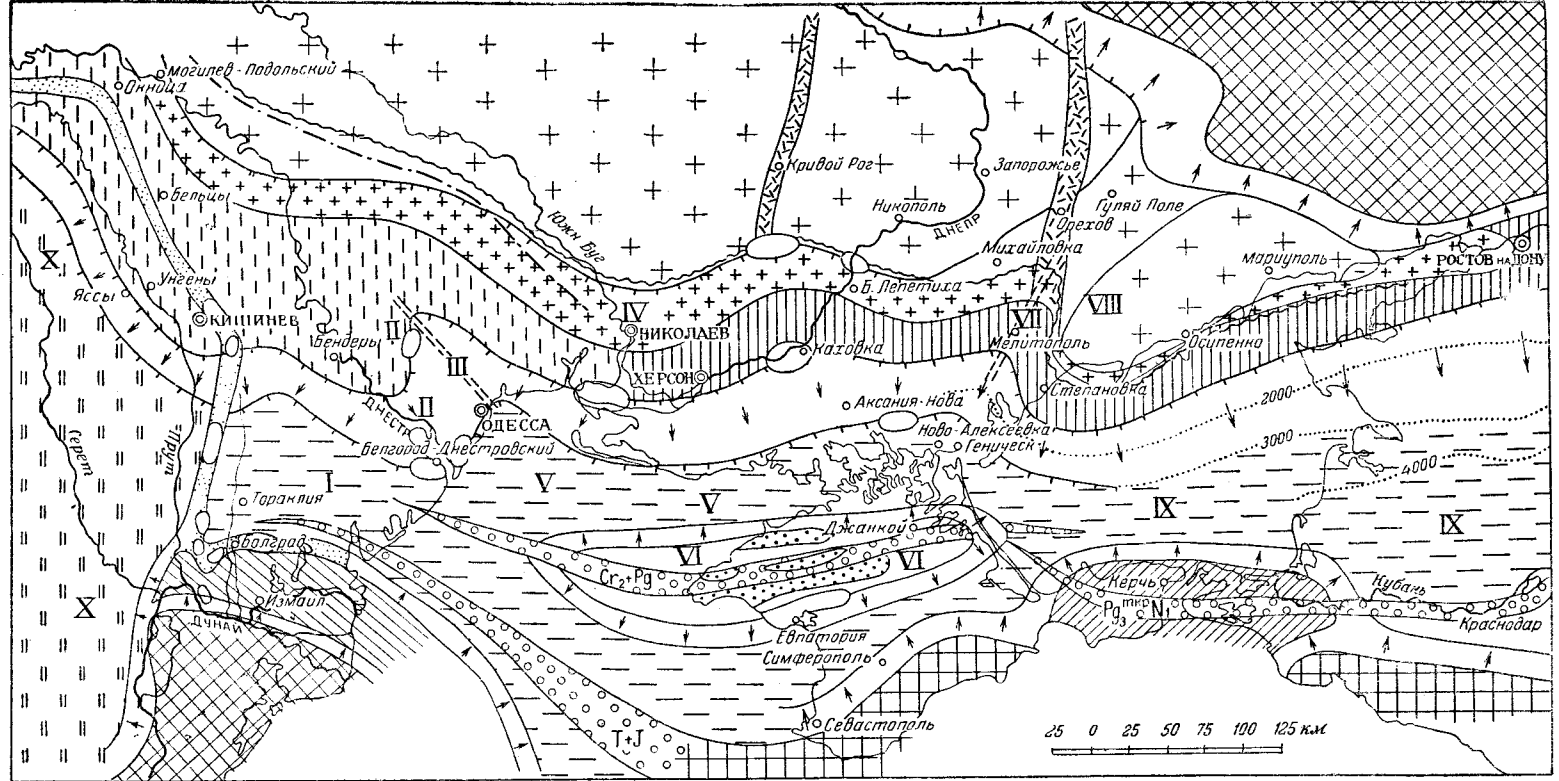


Рис. 118. Тектоническая схема Причерноморской впадины

Площади с глубиной залегания до кристаллического фундамента: 1—от 0 до 250 м; 2—от 250 до 600 м; 3—от 600 до 1000 м; 4—от 500 до 1500 м; 5—более 3000 м; 6—мегаантиклинали Крыма и Кавказа; 7—герциниды Добруджи и Донбасса; 8—зона погребенных складок Добруджи; 9—Керченско-Таманская область диапировых складок с грязевыми вулканами; 10—зоны мощного накопления осадков; 11—моноклинали и гомотклинали; 12—уступы и флексуры; 13—валы; 14—антиклинали Тарханкута; 15—ориентированные изогипсы глубины залегания докембрийского кристаллического фундамента; 16—магнитные аномалии; 17—северный контур выклинивания верхнемеловых отложений, 18—то же для нижнепалеозойских отложений; 19—структуры; 20—синклинали; 21—краевой прогиб Карпат

I—Молдавская впадина; II—Раздельнянский вал; III—Одесская синклинали; IV—Николаевский выступ кристаллического фундамента; V—Каркинитская впадина; VI—Тарханкутский антиклинорий; VII—Мелитопольская синклинали; VIII—Приазовский выступ кристаллического фундамента; IX—Азово-Кубанская впадина; X—краевой прогиб Карпат

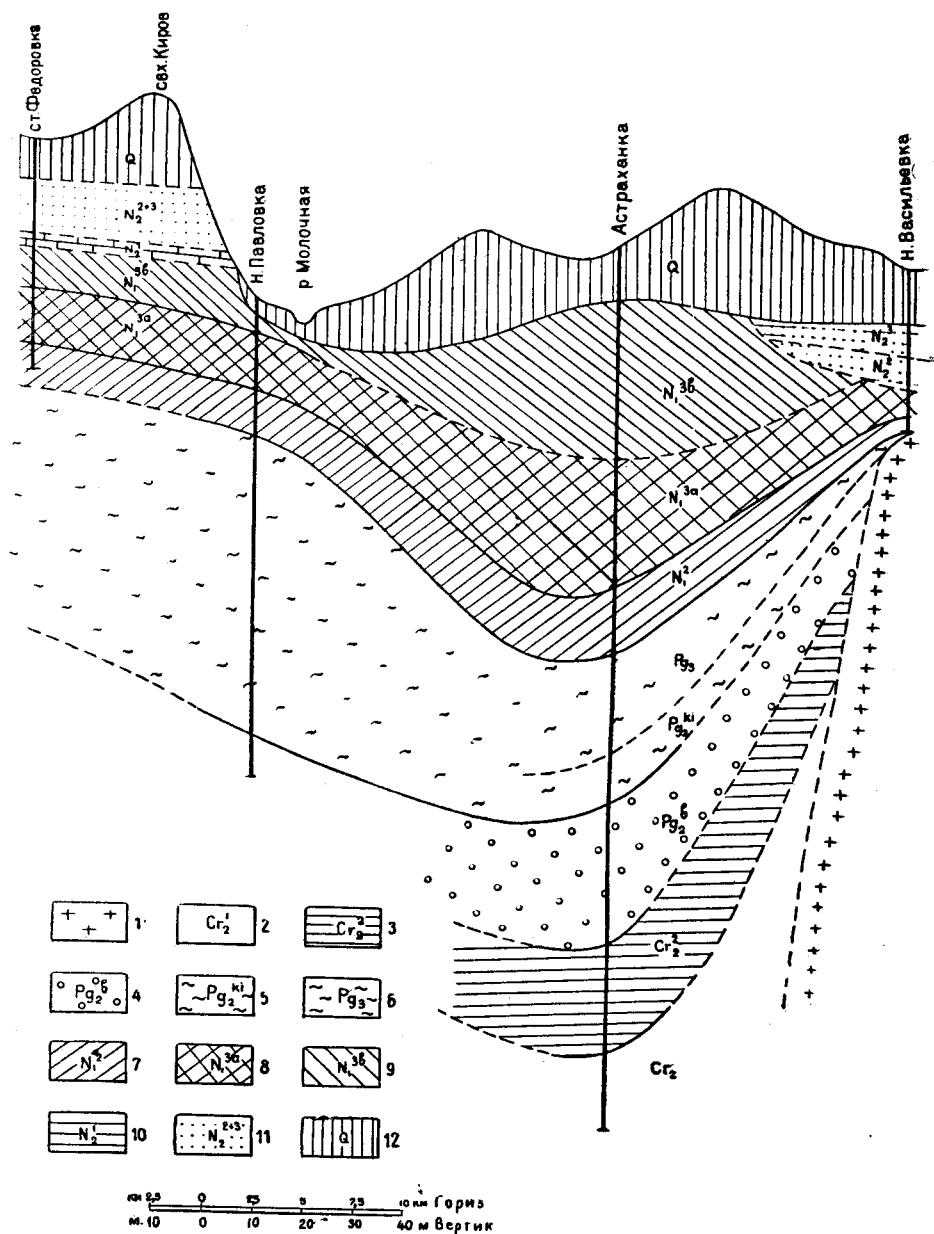


Рис. 119. Схематический геологический профиль по линии ст. Федоровка—Н. Васильевка (по Д. Е. Панченко)

1—докембрий; 2—верхний мел, сеноман-коньяк; 3—верхний мел; сеноман; 4—средний эоцен; бучакский ярус; 5—верхний эоцен; киевский ярус; 6—олигоцен; 7—средний миоцен; 8—верхний миоцен; 9—верхний миоцен (?); 10—плиоцен, понт; 11—плиоцен; кимеридж и кузьялык; 12—антропоген

известняковой толщи кластическим материалом, вплоть до появления в известняках пластов песков и песчаников.

Отложения верхнего мела в южной части района имеют простирание, близкое к меридиональному; средний уклон пластов на юг составляет от 10 до 15 м на 1 км.

На размытой поверхности верхнемеловых осадков залегают крупнозернистые пески и галечники с включениями и пропластками бурого

угля, без фауны, условно относимые к бучакскому ярусу. Бучакские отложения к западу от с. Чкалово в направлении с. Александровки Приазовского района претерпевают большие изменения. Мощность их возрастает от 10 м (по скважинам Чкаловской и Степановской площадей) до 80—100 м в скважинах Александровской площади. С увеличением мощности, песчаная толща осадков бучакского возраста, обогащается пластами и пропластками бурого угля, лигнитов и черных битуминозно-углистых глин. В разрезе скважин Александровской площади встречены кварцевая галька и гравий. Мощность киевских и бучакских отложений на юге увеличивается до 405 м; представлены они однообразной толщей мергелей (Ново-Алексеевка). Падение пластов бучакского яруса 10 м на 1 км.

Харьковские (и полтавские?) пески и алевроиты с севера на юг замещаются майкопскими глинами, причем мощность осадков увеличивается от 50 до 395 м (Ново-Алексеевка).

Таким образом, процентное содержание песков и песчаников во всем разрезе увеличивается с юга на север по мере приближения к подземному склону кристаллического фундамента. На глинах олигоценного возраста трансгрессивно лежит толща немых песков миоцена.

Изменения фаций и мощностей среднесарматских отложений сводятся к нарастанию мощности известняков в юго-западной части района, по направлению к оси впадины, и замещению ими песков, широко развитых в северных и северо-восточных районах рассматриваемой площади.

В осадочной толще Приазовского района насчитывается не менее четырех поверхностей перерыва.

На фоне общего пологого падения осадочной серии на юг намечаются три уступа в докембрийском кристаллическом фундаменте: северный, центральный и южный (последние два констатированы геофизическими исследованиями). Уступы в докембрийском фундаменте отражаются в осадочной толще мезо-кайнозоя в виде флексуорообразных перегибов.

С северным уступом связывается первое заметное увеличение мощности третичных и меловых отложений. Глубина внешнего края кристаллического фундамента в приподнятой части не более 250 м. Простираение северного уступа: г. Могилев-Подольский — с. Ямполь — г. Ананьев — с. Большая Лепетиха — г. Большой Токмак — Приморский Посад — г. Осипенко. К приподнятой части уступа приурочены следующие пологие антиклинали: антиклиналь Золотой Балки (на р. Днепре в 20—25 км севернее с. Лепетихи) и антиклиналь у с. Павловки на р. Ингульце. Начиная от г. Ананьева и далее на северо-запад до г. Могилев-Подольского, северный уступ отвечает зоне выклинивания нижнепалеозойских отложений.

Центральный уступ установлен в Приазовье электроразведочными работами. Его простираение: г. Каховка — с. Калга — с. Акимовка — Молочный лиман; в приподнятой его части глубина залегания докембрия 800—1000 м. С этим уступом сопряжены пологие складки Каховки, Очакова и острова Березани.

Центральный уступ расположен к югу на расстоянии 30—40 км от выходов кристаллических пород на дневную поверхность. Ширина уступа варьирует в пределах 5—20 км. Общая конфигурация зоны центрального уступа напоминает очертания северного уступа. Последний примерно параллелен линии выходов кристаллических пород на дневную поверхность. В Мелитопольском районе строение центрального уступа осложнено присутствием Мелитопольской синклинали резким Приазов-

ским выступом кристаллического фундамента и более слабо выраженным Калгинским выступом.

В 20—25 км к югу от г. Мелитополя на участке скважины № 40 кристаллическое основание круто погружается с глубины 600—800 м в южной части с. Акимовки, до 1143 м у с. Владимировки (на расстоянии 4—5 км).

Третий, южный, уступ по исследованиям В. С. Завистовского (1938) предположительно намечается в районе г. Геническа. Глубина кристаллического фундамента в висячем боку уступа, по данным Ново-Алексеевской скважины, свыше 2787 м.

Давно установлена крупная синклиналь в районе Западного Сиваша, названная М. В. Муратовым (1949) Сивашской впадиной. От с. Каховки до с. Ново-Воронцовки в береговых разрезах Днепра наблюдается очень пологая складчатость неогеновых отложений. В районе Молочного лимана намечается меридиональная Молочанская синклиналь. Известны также складки в районе среднего течения р. Ингульца и нижнего течения рр. Висунь, Ингула и других.

Пологие пликативные деформации осадочных слоев наблюдаются довольно часто в Причерноморье и представляют обычное явление. Они хорошо улавливаются по сарматским слоям и отражены даже в залегании понтических напластований, хотя и значительно слабее. Наблюдения береговых разрезов по долине р. Днепра дают много интересного относительно пликативной тектоники Нижне-Днепровского района.

Береговые разрезы р. Днепра сложены неогеновыми отложениями, из которых наиболее древними являются среднесарматские породы.

На участке г. Каховка — с. Ново-Воронцовка уровень бичевника р. Днепра вверх по течению повышается менее чем на 9 м. При этом верхняя поверхность среднесарматских отложений у с. Нижнего Рогачика (балка Чернечья) находится на высоте около 25 м над пойменной террасой р. Днепра, у с. Малой Лепетихи — на 15 м, на южной окраине с. Большой Лепетихи — 5 м, между сс. Северными Каирами и Заводской она находится ниже уровня Днепра, в с. Горностаевке — снова поднимается на высоту 5 м, в с. Западных Каирах — на 15 м, в с. Софиевке — опять лежит у уреза р. Днепра, в с. Любимовке — ниже уреза, а в г. Каховке — снова выше последнего. Таким образом, от с. Нижнего Рогачика до г. Каховки, на протяжении около 150 км (почти по прямой), по залеганию неогеновых пород намечаются три поднятия: Рогачинское, Запднокаирское и Каховское, разделенные тремя синклиналями: Днепровской (на севере), Северокаирской и Софиевской.

Характерно и то, что литологический состав верхнесарматских отложений резко подчеркивает указанное строение низовьев р. Днепра: в зонах впадин породы верхнего сармата всегда представлены рыхлыми мергелями, а в зонах поднятий — твердыми оолитовыми и ракушечными известняками, часто с прослойками конгломератов из тех же известняков. В прямой связи со структурой района находится и современная эрозионная деятельность: в зонах погружений отмечаются весьма длинные балки с задернованными склонами, а в зонах поднятий — сравнительно короткие, интенсивно размываемые овраги, имеющие огромные конусы выноса.

Отмеченную складчатость отражает и конфигурация долины р. Днепра, течение которого как бы обходит перечисленные поднятия, отклоняясь к западу и возвращаясь снова к меридиональному направлению в зонах синклиналей. Река Днепр описывает зигзаги, что подчеркивает факт продолжающегося поныне развития тектонических форм, пересекающих долину.

Наблюдения, подобные упомянутым, многочисленны и дают возможность вывести ряд заключений о поисковых признаках пликативных структур Причерноморья. Прежде всего можно установить, что складчатость улавливается уже по среднесарматской толще. Эта складчатость проявилась в среднесарматское время. Осадки верхнего и среднего сармата фациально отражают эту складчатость. Складчатый процесс протекает и ныне, непосредственно сказываясь на форме и направлении развития рельефа, в особенности же—на местной гидрографической сети.

В расположении складок вряд ли можно усматривать их непрерывное простирание по каким-то линиям вдоль всего северного крыла Причерноморской впадины. Скорее всего они составляют лишь цепь антиклинальных складок, размеры которых еще не известны. В таких цепях могут быть и разрывы, и смещения.

Линии складок характеризуют только направление возможного размещения отдельных складчатых форм.

Молдавская (Днестровско-Прутская) впадина. В пределах Молдавской (Днестровско-Прутской) впадины размещаются три тектонические зоны: 1 — платформенная (северная); 2 — предобруджский краевой прогиб; 3 — зона погребенных складок Добруджи.

Платформенная зона охватывает территорию, расположенную севернее линии Унгены — Котовское — Белгород - Днестровский. Здесь силурийские породы имеют неглубокое залегание и перекрыты толщей мезо-кайнозойских отложений мощностью не свыше 300—450 м (Унгены — Ниспорены — Мирное). Нижнепалеозойские образования моноклинально падают на юго-запад с погружением кровли 2—3 м на 1 км.

Буровыми работами и геофизическими исследованиями в пределах платформенной части впадины установлено пологое Пырлицкое поднятие, приуроченное к древнепалеозойскому валу северо-северо-восточного простирания. Ось вала располагается между толтрами и проходит примерно через г. Бельцы. Структурно-геологической съемкой по положению сарматских отложений установлен ряд пологих структур: в районе с. Корнешты, южнее с. Бравича, к западу от с. Ниспорены, южнее г. Кишинева в 15 км (с. Яловены) и две пологие антиклинали южнее с. Котовского.

Геофизическими работами выявлена также группа структур с амплитудой поднятий до 300—400 м в Ниспоренском, Котовском, Каларашском и других районах. При разбуривании Ниспоренской структуры установлено моноклинальное падение пород.

Поверхность нижнего палеозоя характеризуется следующими абсолютными отметками: с. Унгены — скв. № 11-р — 263 м, скв. № 12 — 201 м, ст. Окница — 84 м, г. Бельцы — 31 м, г. Кишинев — 254 м. В с. Черновцах палеозой вскрыт на глубине 125 м. По данным геофизических наблюдений кристаллический фундамент в районе Унген находится на глубине 1200 м.

Платформенная зона контактирует с Предобруджским краевым прогибом по зоне ступенчатых сбросов, с которой сопряжено заметное увеличение к югу мощности третичных и меловых отложений и появление в разрезе юрских пород. Предобруджский прогиб составляет центральную, наиболее глубоко погруженную область Днестровско-Прутской впадины. По геофизическим данным кристаллической фундамент в приосевой зоне прогиба находится на глубине 4—5 км. В пределах прогиба предполагается развитие эокембрийских, силурийских и девонских образований. Бурением вскрыты и изучены девонские (?), юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения. На северо-востоке прогиб грани-

чит по серии уступов с платформой, на юго-западе — с горным сооружением Добруджи.

По данным М. В. Муратова (1949), в Добрудже поверх девонских отложений залегают конгломераты и песчаники нижнего триаса, выше которых следует мощная толща среднетриасовых известняков и затем верхнетриасовых песчаников. В районе Майданкоя триасовые породы контактируют по разлому с девонскими. Толщу триасовых известняков вдоль разлома сечет свита кварцевых порфиров мощностью до 450 м. Общая мощность триаса свыше 1500 м. В Преддобруджском прогибе триасовые отложения отсутствуют: юра залегает здесь непосредственно на складчатом нижнем палеозое и девоне. Осадки юры в Преддобруджском прогибе достигают мощности свыше 2500 м (район Болграда, скважина № 1-р) и представлены всеми тремя отделами.

Значительная мощность юрских отложений в зоне Болградского вала и триасовых отложений в Добрудже и в то же время отсутствие триаса в Молдавской впадине свидетельствуют о том, что формирование Молдавской впадины началось в результате древнекимерийской тектонической фазы, после возникновения складчатого сооружения Добруджи. По данным геофизических работ, мезозойские отложения образуют в Преддобруджском прогибе серию достаточно крутопадающих складок: кровля мезозоя погружается местами на глубину свыше 800 м. Углы падения по кернам из юрской толщи достигают 40° (№ 1-р, Болград). Степень дислоцированности осадков от более древних к более молодым заметно ослабевает, причем в сводах складок выклиниваются или уменьшаются в мощности отдельные стратиграфические горизонты.

В южной части Добруджского прогиба геофизическими исследованиями и буровыми работами констатировано два крупных антиклинальных поднятия: Пандаклеевское и Гаваносское. Размеры Пандаклеевской структуры по длинной оси 20 км, по короткой 10 км, амплитуда поднятия по геофизическим данным достигает нескольких сотен метров. Свод складки находится у с. Красноармейского.

Гаваносская структура представляет крупную брахиантиклиналь широтного простириания размером по длинной оси 30 км, по короткой 15 км. Св. № 2-р, пробуренная в сводовой части структуры, встретила юрские отложения на 141 м, гранито-гнейсы (докембрийские?) на 627 м. Гаваносское и Пандаклеевское поднятия совместно образуют Болградский вал широтного простириания.

Геофизическими методами установлены также структуры в районе с. Тараклии и с. Московской, с амплитудой поднятия не свыше 500 м. Своды структур сложены породами пониженной плотности.

По характеру залегания неогеновых отложений в 1948 г. установлено еще два поднятия: Арцызское и Белгород-Днестровское. За пределами Болградского разведочного района работами Главгазопрома выявлена антиклиналь (?) у с. Вишневки, в 15 км западнее г. Комрата. Вишневская антиклиналь (?) входит в систему складок, протягивающихся почти меридионально, параллельно Карпатам, в полосе Центрально-Молдавской возвышенности («Кодр»). Поднятие имеет форму эллипса, вытянутого в субмеридиональном направлении. По 100-й стратеоизогипсе кровли верхнесарматских отложений занимаемая поднятием площадь определяется в 250—300 км², амплитуда по породам верхнего сармата 40 м, длинная ось составляет 23—25 км, короткая 11—12 км. Уклон пород на севере и юге 5—6 м на 1 км, на западном и восточном крыльях 7 м на 1 км. Наиболее крутым является юго-восточное крыло; здесь отметки кровли верхнего сармата понижаются на расстоянии 12—15 км на 125—

130 м. Это обстоятельство объясняется наличием прогиба у с. Цалино с осью, погружающейся в юго-западном направлении.

В 1945—1947 гг. в Одесской области геологопоисковыми партиями Союзгазразведки выявлены пологие структуры (по неогену): Рыбинская, Владимирская, Фрейдентальская, Ставропольская, Раздельнинская и Николаевская. В 1947 г. геологом А. А. Ильиной установлены пологие антиклинальные перегибы в 15—20 км юго-западнее г. Одессы — Сухолиманский и Барабойский. В своде Сухолиманской структуры обнажается верхний сармат, на крыльях — мэотис и понт. У с. Барабой зарегистрировано небольшое поднятие по верхнему сармату. В 1949 г. на Сухолиманской антиклинали было пробурено 5 скважин глубиной 200—250 м. Бурением установлена структурная терраса по нижнесарматским отложениям. По данным Ю. Б. Гиниса, в строении этой структурной террасы принимают участие четвертичные, мэотические, сарматские (верхний и средний) и олигоценые (майкопские) отложения.

Структурная карта, построенная по подошве верхнесарматских отложений, освещает строение юго-западной части площади. Наиболее высокую абсолютную отметку маркирующий горизонт имеет в скв. № 3 — 80 м, минимальные отметки на юго-востоке, юге и юго-западе соответственно — 119,5; — 111,2 и — 103,9 м.

На контакте Преддобруджинского прогиба с Добруджей располагается зона погребенных складок. Роторная скважина, пробуренная в Карагаче (вблизи Дуная), установила сравнительно неглубокое залегание известняков триаса (?) (около 400 м). Геофизические работы, проведенные к югу от Болградского вала, установили также неглубокое, порядка 200—800 м, залегание метаморфической палеозойской толщи. В зоне погребенных складок геофизическими исследованиями установлен ряд антиклиналей: Куза-Водская, Суворовская и др.

Основные черты тектонического развития Молдавской впадины характеризуются следующим образом. В течение каледонско-герцинской эпохи Молдавская впадина вместе с Добруджей составляла пограничную с платформой часть геосинклинальной области Тетиса. В конце девона или в нижнем карбоне произошли складчатые движения, сопровождавшиеся интрузиями изверженных пород и значительным метаморфизмом толщи палеозойских отложений. В триасе в области Добруджи формируется интрагеосинклиналь, а на месте Молдавской впадины продолжает существовать суша. Крупные тектонические движения наблюдаются в конце триаса, когда возникает горное сооружение Добруджи и начинает формироваться Молдавская впадина. В течение нижней и средней юры наиболее интенсивное прогибание приурочивается к широте г. Болграда.

В титоне наблюдается подъем южного крыла впадины; море мелеет и отступает на север и восток. В титонском веке отлагаются пестроцветы с пластами и линзами гипса. В течение нижнего мела ось впадины мигрирует на север. В начале верхнего мела возникает широкая морская трансгрессия.

В дальнейшем значительные трансгрессии проявляются в эоцене и сармате. В неогене крайняя западная часть Молдавской впадины погружается в связи с формированием Предкарпатского краевого прогиба.

Изложенные выше структурные и фациальные особенности позволяют произвести палеогеографическое разделение Причерноморской впадины на Западное Причерноморье и Восточное Причерноморье.

Западное Причерноморье является окраинной частью Средиземноморского бассейна. Восточное — составляет окраину Крымско-Кавказского (Каспийского) бассейна. Такое разделение намечилось, возможно,

еще в мезозое и продолжало существовать, вплоть до четвертичного периода. Николаевский выступ кристаллического фундамента разделяет впадину на западную и восточную части. Как правило, район р. Ю. Буг представлял собой предел развития западных, и, особенно восточных морских трансгрессий: если западные воды иногда заходили узкими заливами далеко на восток, то восточные за р. Ю. Буг не переходили.

Мощность, петрографический характер пород и облик фауны меловых и палеогеновых отложений не так резко отражают разделение их на западный и восточный типы, как это проявляется в неогеновых толщах. Средиземноморские слои восточного и западного типов обладают совершенно различными комплексами фауны, почему до самого последнего времени их стратиграфическая параллелизация остается весьма условной.

Здесь необходимо отметить, что в Никопольском районе, ниже конкских слоев, залегают так называемые «томаковские слои», которые имеют аналоги только в Приднестровье. Очевидно, тортонская трансгрессия, так же как до нее эоценовая, доходила с запада до Днепра.

Нижнесарматские отложения отсутствуют на большом протяжении между Днестром и Днепром; среднесарматские осадки западного бассейна распространяются до долины р. Ингула.

Изложенное представление о геоструктуре Причерноморской впадины вытекает из новых данных исследовательских, геологоразведочных, буровых и геофизических работ. Причерноморская впадина привлекает к себе усиленное внимание как область перспективная по нефтегазоносности. После Великой Отечественной войны в западной половине впадины открыто два газовых месторождения: Болградское и Унгенское. Со второй половины прошлого столетия известно Приазовское газовое месторождение. Наличие региональных уступов в пределах северного крыла Причерноморской впадины свидетельствует о возможной значительной роли стратиграфических и зональных залежей нефти и газа на этой территории.

Тектоника Волыно-Подольской плиты и восточного склона Львовско-Люблинской впадины

Волыно-Подольская плита с прилегающей к ней с запада Львовско-Люблинской впадиной представляет собой юго-западную окраину Русской платформы. Этот сложный геологический район в пределах УССР географически охватывает территорию, располагающуюся на пространстве от широты г. Могилева-Подольского на юге до широты г. Пинска на севере. Западная граница его от г. Бреста до г. Сокаля проходит по течению р. З. Буга и южнее — по западной границе Предкарпатского прогиба, которая в соответствии с последними данными располагается по линии населенных пунктов: Городок — Раздол — Николаев — Калуш — Богородчаны.

Первые указания относительно тектонического строения Волыно-Подольской плиты как отдельной структуры относятся к концу прошлого столетия. В работах того времени и в начале XX столетия особенное место занимают исследования В. Тейссейра (W. Teisseyre, 1893a, 1893b, 1894, 1900a, 1903a), посвятившего вопросу тектонического строения Волыно-Подольи ряд работ. Представления В. Тейссейра относительно строения Волыно-Подольской плиты до последних лет оставались господствующими в геологической литературе. Они же были положены в основу дальнейшего геологического изучения Волыно-Подольской плиты и в годы после Великой Отечественной войны.

Представления В. Тейссейра, как и других исследователей, занимавшихся частными или общими вопросами тектоники Вольно-Подольской плиты (Ласкарев, 1914в; Галицкий, 1934; Зых, 1926, 1927, 1928; Соболев, 1939а и др.), базировались на отдельных, часто изолированных наблюдениях над осадочной толщей плиты, и при обобщении этих наблюдений авторы почти всегда пользовались экстраполяцией данных по соседним районам: Карпатам, Предкарпатыю и Украинскому кристаллическому массиву. Ввиду этого различное толкование отдельными авторами указанных структур переносилось и на плиту.

Господствовавшее до последних лет представление В. Тейссейра о тектоническом строении Вольно-Подольской плиты сводится к следующим основным положениям.

1. Центральная часть Вольно-Подолья представляет собой погруженную впадину с примыкающим к ней с востока-северо-востока Украинским кристаллическим массивом; с запада-юго-запада на нее надвинуто складчатое сооружение Карпат.

2. В составе этой структуры на севере выделяется Галицийско-Вольнская впадина и Подольский горст и на юге—Молдавская впадина.

3. Подольский горст ограничен от остальной территории двумя тектоническими линиями: а) Бердо-Нароль с запада и юго-запада и б) Черновцы-Перковцы и Ковалевка-Смыковцы с юго-востока.

4. На территории Вольно-Подолья В. Тейссейр выделяет тектонические линии трех направлений: а) северо-восточно—юго-западного, б) северо-западного и, в) меридионального. Первые из указанных направлений он объединяет в хробатскую систему, относя их по возрасту к образованиям послелобтийского времени. Второе направление, северо-западное, объединено им в судетско-скифскую систему, возникновение которой он связывает с продольными поднятиями Карпат; третье, меридиональное, направление он считает системой, отразившей постумные движения уралид.

Построенные на разрозненных фактах представления В. Тейссейра в настоящее время имеют лишь историческое значение, так же как и его работы, в которых представляют интерес лишь некоторые факты, требующие проверки современными методами исследований.

До работ В. Тейссейра по-инному толковал основные закономерности тектонического строения Вольно-Подольской плиты и всей южной части Европейской России А. П. Карпинский (1883), указавший на наличие субширотных структур, связывающих тектонические сооружения Келецко-Сандомирского кряжа с сооружениями Донецкого бассейна. На Вольно-Подольской плите линия этих структур протягивалась им в направлении от Келецко-Сандомирского кряжа на район с. Пелчи и дальше на восток-юго-восток через территорию распространения эффузивов в бассейне р. Горынь, через кристаллический массив на г. Канев, с. Исачки, Донецкий бассейн, горы Богдо, Чипчачи и дальше на Кара-Тау и Ак-Тау.

Создание правильного представления о тектоническом строении Вольно-Подольской плиты до последних лет тормозилось отсутствием данных по стратиграфии палеозоя всего этого обширного региона. Это обуславливалось наличием мощного покрова меловых отложений, залегающих над палеозоем почти на всем рассматриваемом пространстве, за исключением участка в бассейне рр. Днестра и Горыни, а также отсутствием палеонтологических остатков в мощной нижней терригенной толще палеозоя.

После воссоединения западных областей Украины в единую Украинскую Советскую Социалистическую республику, геологические исследо-

вания на Волыно-Подольской плите приняли планомерный, последовательный характер и получили весьма широкое развитие. Данные этих исследований позволили совершенно по-новому представить геологическую структуру рассматриваемого региона. Проведенное за эти годы глубокое бурение вскрыло всю толщу осадочных пород, для которой, по сообщению П. Л. Шульги, на основании палеонтологических данных установлена следующая последовательность осадков (снизу вверх):

1) предкембрийская толща, так называемая острожская серия (рифей?), залегающая непосредственно на кристаллическом фундаменте и состоящая из трех свит: нижней — подэффузивной, средней — эффузивно-осадочной и верхней — надэффузивной;

2) кембрий, представленный отделами: нижним, средним и верхним;

3) силур в составе нижнего и верхнего отделов;

4) девон в составе нижнего, среднего и верхнего отделов;

5) карбон, представленный в пределах рассматриваемого региона нижним отделом, состоящим из отложений турнейского, визейского и намюрского ярусов, и средним отделом, сложным осадками башкирского яруса;

6) выше отложений палеозоя трансгрессивно залегают сохранившиеся местами отложения юры;

7) над ними со следами размыва и также трансгрессивно залегают отложения верхнего мела;

8) третичные отложения, перекрывающие меловые осадки, развиты только в южной, юго-западной и юго-восточной частях рассматриваемой территории.

В указанной толще осадочных образований констатированы перерывы в отложениях, соответствующие общим поднятиям Волыно-Подольской плиты и связанные с проявлениями того или иного диастрофизма. Перерывы эти отмечены: 1) на границе кристаллического фундамента и острожской серии; 2) на границе острожской серии и нижнего кембрия; 3) между кембрием и нижним силуром; 4) между нижним и верхним силуром; 5) между отложениями турнейского и визейского ярусов карбона; 6) между отложениями карбона и юры; 7) между юрой и верхним мелом; 8) между верхним мелом и третичными отложениями.

В строении осадочных образований, по данным бурения и геофизических исследований, наблюдается ряд угловых несогласий.

Выяснению основных черт строения как всей осадочной толщи, так и подстилающего ее кристаллического основания в значительной степени способствовали проведенные в последние годы на территории западных областей УССР геофизические работы. Изучение физических свойств пород осадочной толщи, выполненное параллельно с геофизическими полевыми исследованиями, позволило геологически правильно интерпретировать результаты последних. Составленная В. И. Клушиным сводная работа по обобщению, систематизации и геологической расшифровке данных геофизических исследований, произведенных в западных областях УССР, проливает свет на многие вопросы геологического строения рассматриваемого района.

Кристаллический фундамент Волыно-Подольской плиты, по данным геофизических исследований, сопряжен с метаморфизованными магматическими породами, выходящими на поверхность в области Украинского кристаллического массива.

В направлении к западу-юго-западу от кристаллического массива, наблюдается постепенное погружение кристаллического основания; на фоне этого плавного погружения отмечается резкий уступ, прослеживающийся к востоку от г. Ровно. Уступ фиксируется резким повышением

значений силы тяжести, достигающим величины 4 *мг* на 1 *км* в районе г. Антополя. Этот уступ прослеживается в субмеридиональном направлении, четко проявляется в широтных разрезах по линиям: 1) г. Новоград-Вольнский — Корец — Ровно — Луцк — Владимир-Вольнский; 2) г. Сарны — ст. Маневичи — г. Ковель — г. Любомль и 3) г. Пинск — Иваново — Кобрин — Брест (рис. 120, 121, 122), по которым он отмечен километрах в десяти к востоку от г. Ровно, в 15 *км* к западу от г. Сарны и в 15 *км* к западу от Иваново. В районе г. Ровно уступ этот ограничивает с востока впадину типа грабена (до 25—30 *км* ширины), выполненную осадками острожской серии. Территориально этот разлом совпадает с распространением эффузивных пород, известных в бассейне р. Горыни в районе сс. Берестовца, Ивановой Долины, Мыдка и других пунктов в виде покровов базальтов и долеритов, переслаивающихся с лавами и вулканическими туфами, а в верхах — с аркозовыми песчаниками верхней свиты острожской серии.

Другой разлом, в кристаллическом основании приуроченный к той же предкембрийской, острожской серии, констатирован, на основании данных электроразведки и бурения, в районе с. Ратно, где опустившейся оказалась вся территория, за исключением небольшого выступа (горста), имеющего до 20 *км* ширины у своего основания.

Мощность острожской серии на окружающем данный выступ просторстве равна 1000—1250 *м*, на выступе сохранилось только 43 *м* низов этой серии. К разломам, окружающим данный горст, как и в бассейне р. Горыни, приурочены мощные излияния покровного типа палеобазальтов трахиодолеритов и спилитов, чередующихся с лавами и вулканическими туфами, перекрытыми толщей вулканических туфов, с аркозовыми песчаниками и конгломератами верхней части острожской серии. В составе конгломерата присутствует галька овручского кварцита.

Глубина залегания кристаллического основания к востоку от Ровенского разлома не превышает 500 *м*. К западу от этого разлома кристаллический фундамент постепенно погружается, достигая уже в районе г. Олеско более 2200 *м*, что составляет до 15—16 *м* на 1 *км*. Здесь опорная скважина № 1 — Олеско на глубине 1917 *м* не вышла из песчаников верхнего-среднего кембрия. На фоне общего погружения кристаллического основания к западу, на рассматриваемом просторстве, по данным гравиметрии и магнитометрии, четко выделяются отдельные поднятия и впадины. В северной части Вольни переходы между этими неровностями плавные; в южной же части, представляющей юго-западное окончание платформы, в полосе, расположенной параллельно Карпатам, по данным гравиметрии, фиксируются линии тектонических нарушений в кристаллическом основании типа сбросов с опущенным западным крылом.

По линии с. Микулинцы — г. Олеско проходит самая восточная из этих линий разлома. Направление ее с северо-запада на юго-восток. Вторая линия разлома того же направления проходит через пункты Монастырiska-Рогатин — восточнее Каменки-Бугской, представляя собой линию, отделяющую платформу от ее склона к Предкарпатскому прогибу. К юго-западу от этой линии характер гравитационного поля резко меняется, приобретая линейность при сближенных изоаномалах силы тяжести.

Последнее свидетельствует о резком погружении фундамента на данном просторстве. Фиксируемые на этом же просторстве магнитные аномалии разрешают рассматривать все эти явления как результат нарушений в фундаменте, по которым произошли интрузии.

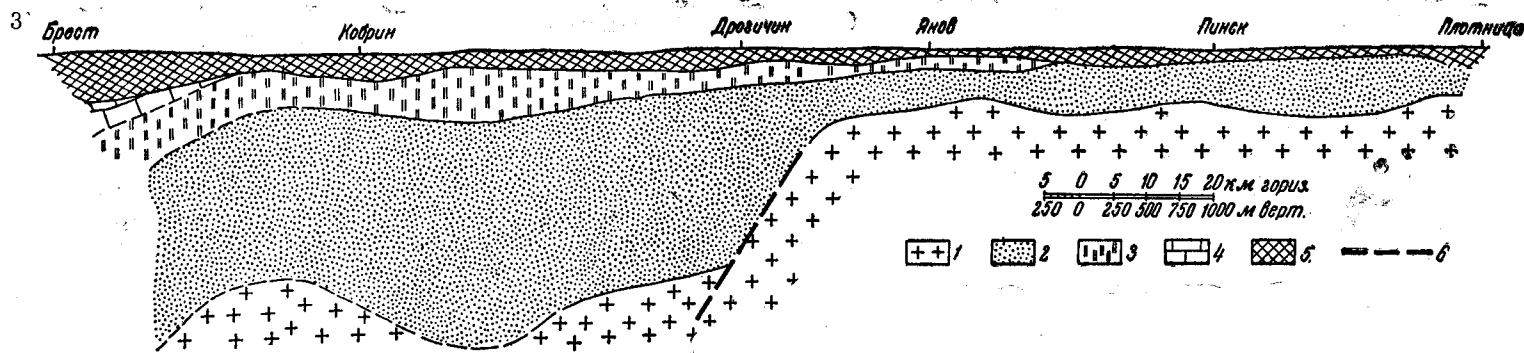


Рис. 120. Геологический профиль по данным вертикального электроразведки (Брест—Кобрин—Пинск)

1—магматические породы; 2—древняя аркозвая толща; 3—кембрий; 4—силур; 5—мезо-кайнозойские образования; 6—линии нарушений

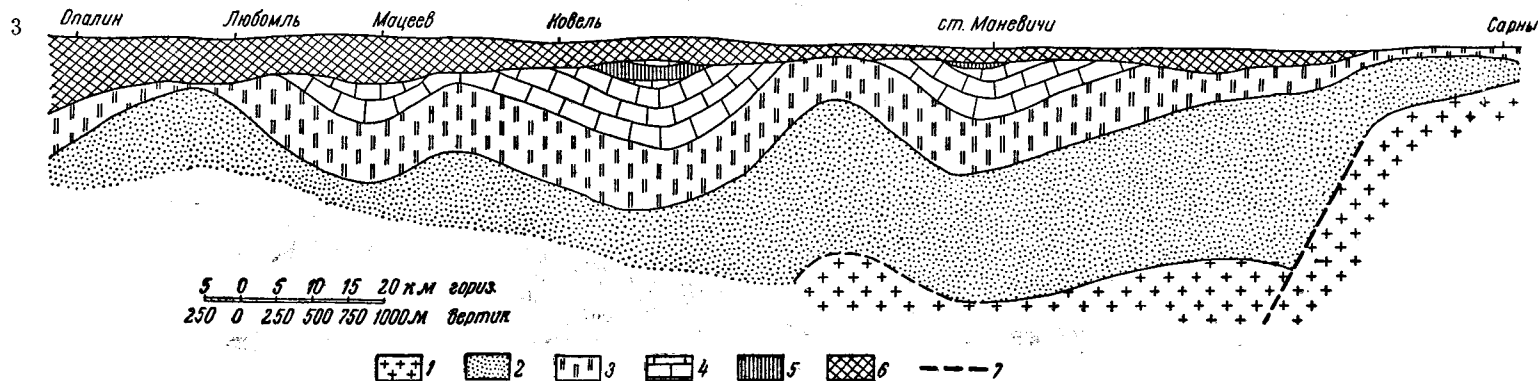


Рис. 121. Геологический профиль по данным вертикального электроразведки (Любомль—Ковель—Сарны)

1—магматические породы; 2—древняя аркозвая толща; 3—кембрий; 4—силур; 5—девон; 6—мезо-кайнозойские образования; 7—линии нарушений

Следующая линия разлома в кристаллическом фундаменте проходит через пункты Городок — Раздол — Николаев — Калуш — Богородчаны. Линия эта совпадает с восточной границей Предкарпатского прогиба, т. е. с юго-западной границей Русской платформы.

Еще дальше к западу фиксируется линия минимального значения силы тяжести, соответствующая наибольшему погружению фундамента в восточной зоне Карпатской геосинклинали.

На пространстве между последней из перечисленных линий разлома фундамента и линией максимального прогиба области Карпатской геосинклинали отмечается полоса относительного увеличения значений силы тяжести, интерпретируемая С. И. Субботиным как палеозойский вал, который он предположительно связывает на его северо-западном продолжении с Келецко-Сандомирским кражем.

По районам, расположенным к северо-северо-западу от указанных линий разломов, в направлении к государственной границе УССР, данных геофизических исследований недостаточно для суждения о характере рельефа кристаллического основания, хотя все же можно наметить поворот линии сближенных изоаномал силы тяжести, соответствующих линиям разлома, к западу — в сторону поворота Карпатской дуги. Одновременно на этом же пространстве по линии г. Городок — г. Рава Русская отмечается прогибание кристаллического основания, подтвержденное и данными бурения, приведенными в работе О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948) и интерпретируемое геофизиками как осевая линия прогиба Львовско-Люблинской впадины. Восточная граница этой впадины, по данным бурения, представляет собой продолжение к северо-западу линии Монастыриска-Рогатин — восточнее Каменки-Бугской, прослеживающейся западнее линии Иваничи—Устилуг—Брест.

По расчетам, произведенным С. И. Субботиным (1949а), глубина кристаллического фундамента в осевой части Львовско-Люблинской впадины достигает 5000 м, а в Предкарпатском прогибе, в зоне минимума, глубина эта составляет свыше 6000 м.

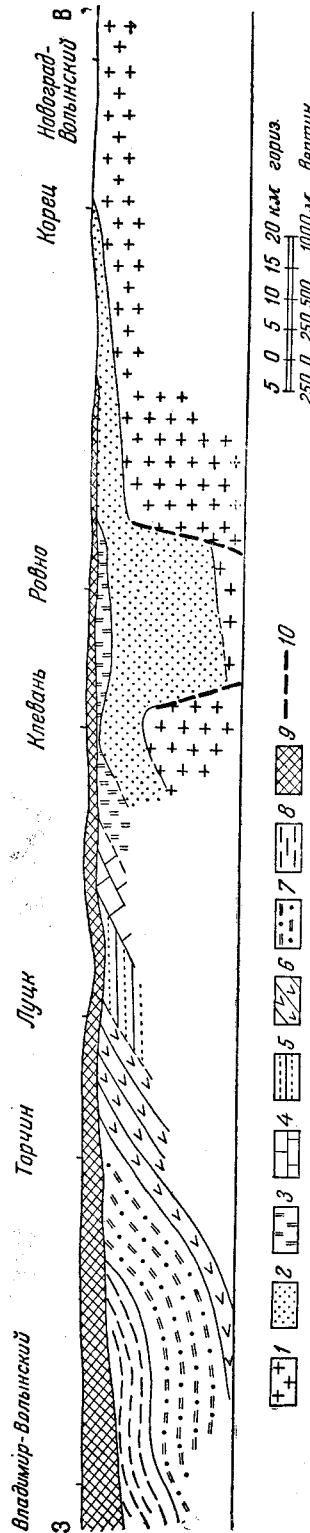


Рис. 122. Геологический профиль по данным вертикального электродирования (Владимир-Волынский—Луцк—Ровно—Новоград-Волынский)

1 — магматические породы; 2 — аркозная толща (острожская серия); 3 — кембрий; 4 — силур; 5 — нижний карбоновый горизонт; 6 — верхний карбоновый горизонт; 7 — нижний карбоновый горизонт; 8 — верхний карбоновый горизонт; 9 — верхнемеловые отложения; 10 — линия нарушений

Следует отметить, что по имеющимся к настоящему времени геологическим материалам, полученным в результате бурения опорной скважины на Волыно-Подольской плите в районе г. Олеско, и данным глубокого бурения на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины, в границах Львовской и Волинской областей глубина фундамента в районе восточного склона Львовско-Люблинской впадины предположительно равна не менее 4000 м.

По материалам бурения и расчетам В. И. Клушина, основанным на данных вертикальных электрических зондирований, глубина кристаллического фундамента на территории, расположенной севернее широты г. Владимира-Волинского, достигает от 1000 до 2500 м.

Таким образом, на рассмотренной территории выделяется несколько структурных элементов кристаллического фундамента, а с ними и всей осадочной толщи:

подземный склон Украинского кристаллического массива, западная граница которого прослеживается по меридиану, проходящему километрах в десяти восточнее г. Ровно. Глубина фундамента здесь не превышает 500 м;

собственно Волыно-Подольская плита, располагающаяся к западу от подземного продолжения Украинского кристаллического массива и подразделяющаяся на две части — северную, с плавными очертаниями неровностей фундамента и глубиной его в 1000—2500 м, и южную, расчлененную на блоки разломами северо-западного простирания, с глубиной фундамента в пределах 1000—4000 м;

юго-западный склон Волыно-Подольской плиты, располагающийся параллельно простиранию Карпат, между указанным выше разломом Монастыриска — Рогатин — Перемышляны — Задворье с северо-востока и разломом по линии Городок — Раздол — Николаев — Калуш — Богородчаны с юго-запада, с глубиной фундамента свыше 4000 м;

Львовско-Люблинская впадина, представляющая собой краевой прогиб платформы и располагающаяся к западу от северной части Волыно-Подольской плиты и к северу от Предкарпатского прогиба; с запада Львовско-Люблинская впадина граничит с Келецко-Сандомирским краем; ее восточная граница определяется по упомянутому выше разлому фундамента (Монастыриска — Рогатин — Перемышляны — Задворье — восточнее Каменки-Бугской — западнее Иваничи — Устилуг — Брест). Глубина кристаллического фундамента в осевой части впадины, по С. И. Субботину, достигает 5000 м.

Форма залегания кристаллического основания и его структурные элементы получили свое отражение в мощной толще осадочных образований, стратиграфическое расчленение которой приведено выше. Кроме расчленения этой толщи на основании палеонтологических, стратиграфических и геологических данных, произведено ее расчленение также и на основании электрических свойств пород, по которым исключительно четко выделяются следующие толщи:

1 — толща аркозовых песчаников острожской серии с удельным сопротивлением 22—60 ом м; 2 — толща песчано-глинистых образований кембрия с удельным сопротивлением 80—120 ом м; 3 — известняково-мергелистая толща нижнего и верхнего силура с сопротивлением 200—300 ом м; 4 — толща нижнего девона с сопротивлением 30—50 ом м; 5 — карбонатная толща среднего и верхнего девона с сопротивлением 300 ом м; 6 — отложения турнейского яруса карбона с сопротивлением 40—60 ом м; 7 — известняково-терригенная толща визейского, намюрского и башкирского ярусов карбона с сопротивлением 80—120 ом м;

8 — отложения мела с удельным сопротивлением 6—40 *ом м*; 9 — толщина третичных отложений с удельным сопротивлением 2—12 *ом м*.

Общим для всех осадочных образований Волыно-Подоллии является закономерный постепенный наклон слоев к западу-юго-западу, в сторону Львовско-Люблинской впадины и Предкарпатского прогиба. По данным многочисленных наблюдений, углы падения слоев палеозоя к западу-юго-западу на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины не превышают 2—3° и мела 0,5—1°. В области Волыно-Подольской плиты, в Олесковском районе Львовской области, падение слоев верхнего девона в указанном направлении достигает 34 м на 1 км.

С формированием Львовско-Люблинской впадины и Карпатской геосинклинали, кроме общего наклона слоев осадочной толщи к западу-юго-западу, связано, по всем данным, также проявление слабой складчатости и наличие в ней флексур в отложениях палеозоя и мела на плите и ее западном склоне.

Одна из таких флексур прослежена по скважинам в карбоне в северо-северо-западном направлении на пространстве от г. Буска Львовской области на юге (западнее этого пункта) до г. Устилуга Волинской области на севере. Опущенным в этой флексуре является западное крыло. По данным О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948), в строении флексуры участвуют также и отложения верхнего мела. Указанная флексура, по-видимому, соответствует разлому фундамента, отмеченному В. И. Клушиным по линии Монастырьска—Перемышляны—Задворье, представляя продолжение этого разлома к северо-северо-западу. Флексура более значительной амплитуды констатирована также западнее г. Львова, между сс. Яворов и И. Франко, где констатировано резкое, с амплитудой в несколько сот метров, погружение поверхности карбона и верхнего мела.

Простирание первой из указанных флексур явно совпадает с направлением Предкарпатского прогиба в юго-восточной части и Львовско-Люблинской впадины в северо-северо-западной части. Вторая флексура совпадает с северо-восточным берегом Карпатской геосинклинали.

Схематический геологический разрез, проведенный по линии Кобрин — Ковель — Владимир-Волинский — Сокаль — Великие Мосты — Жолква — Яворов — Городок — Самбор, показывает (рис. 123), что нарушение напластований, с которыми связана флексура (или разлом осадочной толщи?) района Яворова, захватывает верхнемеловые отложения, не прослеживаясь в третичных отложениях. То же наблюдается и по линии Немиров — Щуровичи (рис. 124).

Кроме флексур, прослежено также наличие пологой складчатости, в которой, как и в флексурах, участвуют палеозойские, юрские и верхнемеловые образования. Эти структуры типа пологих складок, ориентированные параллельно простиранию Карпат, установлены в последние годы по кровле верхнего силура в юго-западной части рассматриваемой территории, в Приднестровье, на пространстве между рр. Горожанкой и Ничлавой, а также между рр. Коропцом и Стрыпой.

На пространстве между рр. Коропцом и Стрыпой отмечены структуры типа антиклинальных складок, оси которых проходят по линиям: 1) Монастырьска — Язловец, 2) Велеснев — Чернелицы, 3) Коропец — Кунисовцы и 4) Исаков — Семеновка. Поднятия эти разделены пологими прогибами — синклинальными складками.

Исследованиями на междуречье Горожанка — Ничлава установлено наличие трех антиклинальных структур с простиранием их осей по линиям: 1) Завадовка — Бильче — Злоте — Сквятин, 2) Комаровка — Чернелице и 3) Коропец-Ольовец.

Первая из структур прослежена на протяжении 92 км. Наклон ее крыльев достигает 3—6 или 4—5°, и лишь в отдельных случаях — 6—10°. Амплитуда поднятия в этих структурах колеблется от 30 до 70 м, ширина крыльев 3—5 км.

Некоторые из перечисленных структур Приднестровья совпадают со структурами, указывавшимися в работах В. Зыха.

Возраст упомянутых выше структур как типа флексур, так и пологих пликативных складок ввиду участия в них верхнемеловых отложений определяется как послемеловой, а соответствие их простирания с простиранием складчатости Карпат разрешает генетически связывать эти структуры с тектоническими сооружениями последних.

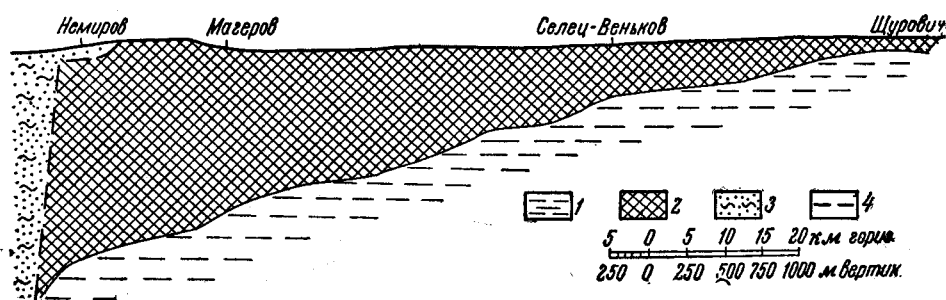


Рис. 124. Геологический профиль по данным вертикального электроразведывания по линии Немирово-Шыровици

1 — верхний каменноугольный электрический горизонт; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — третичные отложения; 4 — линии нарушений

Рассмотренная складчатость представляет собой явление второго порядка на фоне отмеченного выше общего, регионального наклона всей толщи осадочных образований к западу-юго-западу. Последний, несомненно, связан с опусканием Предкарпатского прогиба в юрское и поздне-меловое время, что подтверждается наклоном в том же направлении мощной толщи юрских и меловых отложений.

Прогибание было прервано в раннемеловую эпоху, вследствие чего наблюдается очень небольшое несогласие в падении слоев к западу-юго-западу между отложениями палеозоя (2—3°) и верхнего мела (0,5—1°).

Наклоном слоев к западу-юго-западу, досеноманским размывом поверхности более древних отложений и трансгрессией верхнемелового моря объясняется форма выходов на подмеловую поверхность отложений острожской свиты и палеозоя, которые, начиная от Украинского кристаллического массива, в направлении к западу выступают полосами меридионального простирания, постепенно сменяясь все более молодыми отложениями.

Прогибание Львовско-Люблинской впадины на пространстве до широты, проходящей севернее г. Ковеля, начавшись в юре, закончилось в конце верхнемеловой эпохи, поскольку третичные отложения до этой широты в южной, большей, части Львовско-Люблинской впадины развиты очень незначительно.

Таким образом, современный план структуры Волыно-Подольской плиты и окаймляющих ее с запада-юго-запада Львовско-Люблинской и Предкарпатской впадин обязан движениям, происходившим в мезокайнозойское время. Эта структура отлична от структуры палеозоя, основные черты строения которого выяснены в последние годы.

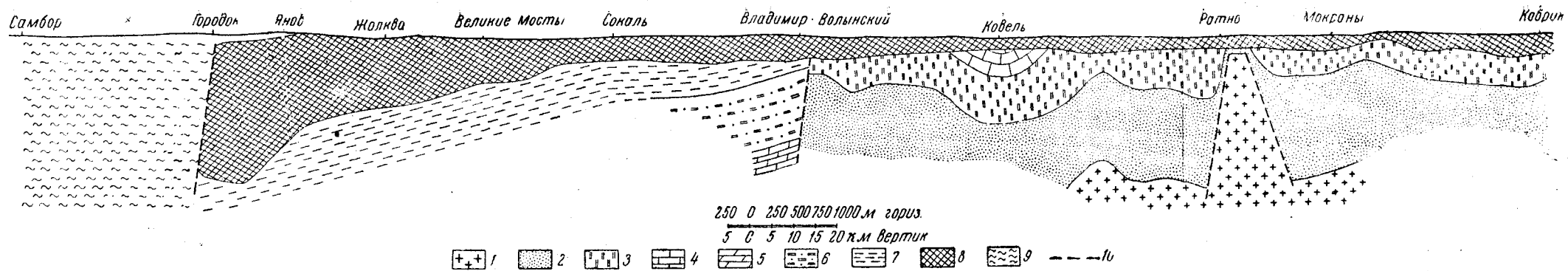


Рис. 123. Геологический профиль по данным вертикального электроразведывания (Самбор—Городок—Владимир-Волынский—Ковель—Кобрин)

1—магматические породы; 2—аркозовая толща; 3—кембрий; 4—силур; 5—верхний и средний девон; 6—нижний карбоновый электрический горизонт; 7—верхний карбоновый электрический горизонт; 8—верхнемеловые отложения; 9—третичные отложения; 10—линии нарушений

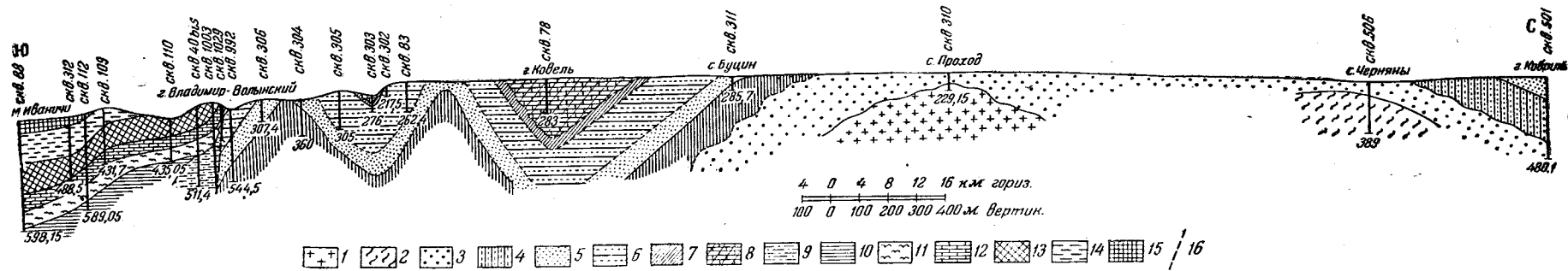


Рис. 125. Вертикальный разрез палеозоя по линии Кобрин—Ковель—Владимир-Волынский—Иваничи

1—нижний архей; 2—эффузивы; 3—древняя аркозовая толща; 4—кембрий нижний; 5—кембрий средний; 6—кембрий верхний; 7—силур нижний; 8—силур верхний; 9—турне; зоны визейского яруса карбона: 10—Яхторовская; 11—Владимирская; 12—Устилужская; 13—Порицкая; 14—Иваничская; 15—Лишнянская зона намюрского яруса; 16—линия нарушения

Палеозойские отложения на рассматриваемой территории приурочены к двум различным структурным областям — северной и южной, разделенным дизъюнктивным нарушением широтного направления, проходящим по широте г. Владимира-Волынского. К северу от этого нарушения располагается приподнятая область (по П. Л. Шульге Вольно-Брестское поднятие) где присутствуют отложения только нижнего палеозоя, а к югу — область палеозойского прогибания, где распространена вся толща палеозоя до нижней половины среднего отдела карбона включительно. По линии нарушения непосредственно контактируют на близких абсолютных уровнях отложения верхней половины визейского яруса и верхнего кембрия. Ввиду этого амплитуда данного нарушения равна 1000 м (рис. 125)¹.

Густо расположенная сеть скважин, пробуренных в 1—2 км к северу от г. Владимира-Волынского, дала возможность уточнить положение разлома, верхняя грань которого фиксируется не выше каменноугольных отложений. Нарушение слоев в отложениях верхнего мела отсутствует.

Таким образом, возраст данного разлома определяется как домезозойский. Фациальный характер палеозойских отложений на территории, прилегающей к району свидетельствует о том, что главные опускания территории по рассматриваемому разлому происходили, начиная с конца позднедевонской эпохи и продолжались до конца турнейского века. За указанное время вся северная область не только вышла из-под уровня моря, но и в значительной степени подверглась размыву, так что к концу турнейского века на ней обнажились и размывались отложения нижнего силура. Последнее подтверждается наличием в составе верхнетурнейских конгломератов района г. Владимира-Волынского гальки нижнесилурийских известняков. В последнее время наличие разлома подтверждено данными электрометрических исследований.

Указанный разлом, по-видимому, является продолжением к востоку-северо-востоку в область платформы известного Привислинского сброса, ограничивающего с юго-юго-востока герцинские сооружения Келецко-Сандомирского кряжа, по которому дислоцированные образования нижнего палеозоя данной области резко погружаются в юго-юго-восточном направлении под мощную толщу мезокайнозоя. Связь данного нарушения с движениями конца позднедевонской эпохи и начала эпохи раннекарбоновой позволяет отнести его к бретонской фазе герцинского орогенеза.

Кроме указанного нарушения, особенностью структуры палеозоя Вольно-Подольи, отличающей его от структур мезокайнозоя, является наличие в нем очень пологой пликвативной складчатости, простирающейся с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Складчатость эта выявляется весьма отчетливо и прослежена по скважинам, расположенным по профилю г. Ковель — г. Владимир-Волынский — с. Иваничи (рис. 125). Складчатостью захвачены породы нижнего (севернее г. Владимира-Волынского) и верхнего (южнее г. Владимира-Волынского) палеозоя. Углы наклона крыльев этой складчатости на территории, расположенной к северу от широты г. Владимира-Волынского, не превышают 1—5° и к югу от этой широты, в Сокальском районе углы равны 1,5—3°.

На территории распространения каменноугольных отложений, вскрытых в пределах УССР на восточном склоне Львовско-Люблинской впа-

¹ По последним данным отложения девона отсутствуют как в области Вольно-Брестского поднятия, так и в Львовско-Люблинской впадине. В связи с этим амплитуду Владимир-Волынского сброса следует считать не превышающей 500 м.

дины, удалось установить ряд поднятий и впадин того же направления, что и вышеописанная складчатость. Поднятия эти располагаются на пространстве между Порицким и Сокальским угленосными районами, южнее г. Сокаля — по линии Радехов — Кристинополь и по линии Олеско — Буск, южнее Великих Мостов. Поднятия эти разделены пологими впадинами: Волинской, Сокальской, Велико-Мостовской и Задвирьевской. В западной части территории распространения карбона в пределах УССР к этим впадинам приурочены продуктивные отложения намюрского и башкирского ярусов, размытые в сводовых частях разделяющих их поднятий; в связи с этим районы распространения продуктивных отложений карбона оказались разьединенными.

Размыты карбона в сводовых частях поднятий носят явно выраженный характер эрозионных долин с крутыми обрывистыми берегами, неправильной, ветвящейся формы. Особенно четко они выражены в Сокальском районе. Заполнены долины размывов юрскими осадками, что подчеркивает их доюрский возраст. Приуроченность размывов к поднятиям карбона свидетельствует о верхнепалеозойском возрасте самой складчатости. Поверхность верхнего палеозоя в данном случае в доюрское время представляется в виде сильно денудированного, типичного обращенного рельефа.

Структура палеозоя субширотного запад-северо-западного простирания прослеживается также в районе г. Олеско.

По приведенным выше данным в рассматриваемой складчатости принимают участие осадки палеозойского возраста вплоть до намюрских и башкирских отложений включительно, что определяет ее как верхнепалеозойскую, несомненно герцинскую. В свете данных о субширотной складчатости на Волыно-Подольской плите возникает вопрос о положении известной дислокации среднего девона в районе с. Пелча Ровенской области в системе этой складчатости. Описанные целым рядом исследователей в районе с. Каменярни и балки Била-Дебря, дислокации эти подтверждены в 1949—1950 гг. бурением. По данным Е. А. Левченко, под верхним мелом здесь были вскрыты отложения среднего и нижнего девона и верхнего силура. В скважине, расположенной в с. Каменярне, породы среднего девона оказались наклоненными к юго-западу под углом до 35° , тогда как в обнажениях наклон их равен 45° . В скважине, расположенной в балке Била-Дебря, слои среднего девона имеют наклон к северо-востоку под углом до $18-22^\circ$. На окружающей данные дислокации территории палеозой залегают очень полого, с углами падений, не превышающими $2-3^\circ$. Структурная карта, построенная Е. А. Левченко по кровле верхнего силура в районе пелчинской дислокации, показывает, что дислокации эти имеют вид локального поднятия палеозоя типа купольной структуры, осложненной нарушением в сводовой части, расчленяющим последнюю на две части: восточную и западную.

Пелчинская структура отражена и на карте аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля. Локальное положение этой структуры среди полого залегающих пород палеозоя характеризует ее как типичную купольную. Эти формы платформенных структур Н. С. Шатский (1945) предложил называть плакантиклиналями, отмечая, что падение слоев в таких структурах, особенно слоев нижних, древних, в крутых крыльях некоторых из структур может достигать $45-75^\circ$. Почти, как правило, плакантиклинали в сводовых частях бывают осложнены нарушениями второго порядка, что характерно и для пелчинской структуры. По-видимому, к такой же плакантиклинали относится и нарушение слоев палеозоя в районе г. Луцка, где отмечается падение девонских отложений под углом до 12° .

В западной части Волынской области, на территории, расположенной к юго-западу от г. Владимира-Волынского, в каменноугольных отложениях, установлено два небольшой амплитуды дизъюнктивных нарушения: первое нарушение северо-северо-западного направления, совпадающего с направлением вышеупомянутой послемеловой флексуры, но смещенного немного к востоку от нее, и второе нарушение, ответвляющееся от первого в северо-восточном направлении.

Первое из нарушений прослежено на протяжении до 35 км. Здесь опущенным является восточное крыло, с превышением отметок маркирующего горизонта над западным крылом от 12 до 45 м. Амплитуда нарушения в данном разломе увеличивается в юго-восточном направлении.

В ответвляющемся нарушении, так же как и в основном нарушении, приподнятым является западное крыло. Плоскость смещения наклона под углом до 60—70° на восток. Амплитуда нарушения составляет от 7 м на севере до 15 м на юге. Работники местных геологических организаций, установившие данные разломы, склонны считать их по возрасту палеозойскими; можно предположить, что они являются верхнепалеозойскими.

Таким образом, как в пределах собственно самой Волыно-Подольской плиты (район г. Олеско и с. Пелчи), так и на восточном склоне Львовско-Люблинской впадины палеозойские отложения образуют структуры, характерные для платформенных областей: пологие складки, плакантиклинали, крупный сброс и сбросы небольшой амплитуды. По отношению к орогену—Келецко-Сандомирского кряжа—эти формы представляют собой образования, переходные от геосинклинали к платформе в области южной части Львовско-Люблинской впадины и типично платформенные в области собственно Волыно-Подольской плиты.

Как герцинские, так и более молодые альпийские тектонические формы завуалировали на рассматриваемой территории структуры более древние, каледонские. Отражением каледонских движений здесь является упоминавшийся выше перерыв в отложениях на границе нижнего и верхнего силура, констатированный на всем пространстве Волыно-Подольской плиты и проявившийся также в Келецко-Сандомирском кряже.

Что же касается каледонских структур, то последние, по всем данным, в виде антеклизы занимали всю область Волыно-Брестского поднятия, располагающуюся севернее широты г. Владимира-Волынского. Некоторая жесткость Волыно-Брестского поднятия, приобретенная ею в процессе каледонского орогенеза, по-видимому, была причиной возникновения разлома на ее южной границе в раннекарбоновое время.

Пологие структуры каледонского возраста на Волыно-Брестском поднятии имели северо-восточное простирание.

Четко вырисовывающаяся по данным магнитометрии структура по направлению г. Луцк—Дубовая Корчма (северо-восточное направление), возможно, также отражает собой каледонскую структуру.

Представление о каледонском возрасте этих структур является сугубо предположительным, требующим детальных исследований.

Наконец, наиболее древними структурами на Волыно-Подольской плите являются рассмотренные вначале древние предкембрийские разломы, по которым произошло опускание блоков кристаллического фундамента, и приуроченные к этим разломам мощные покровные излияния эффузивных пород в бассейне р. Горыни и в юго-западной части Белорусской ССР. Схематические структурные элементы Волыно-Подольи изображены на прилагаемой карте (рис. 126).

Из всего вышеизложенного следует, что Волыно-Подольская плита и прилегающая к ней с запада Львовско-Люблинская впадина, а также

юго-западный склон плиты уже в предкембрии (острожское время) представляли собой платформу.

Тот же платформенный тип структуры сохраняется на этой территории и в течение каледонского цикла орогенеза. Тектонические движения в близ расположенной орогенной области Келецко-Сандомирского кряжа выразились в перерывах и размыве на границе нижнего и верхнего силура, а также в общих поднятиях данной территории во вторую половину позднесилурийской эпохи и в раннедевонскую эпоху.

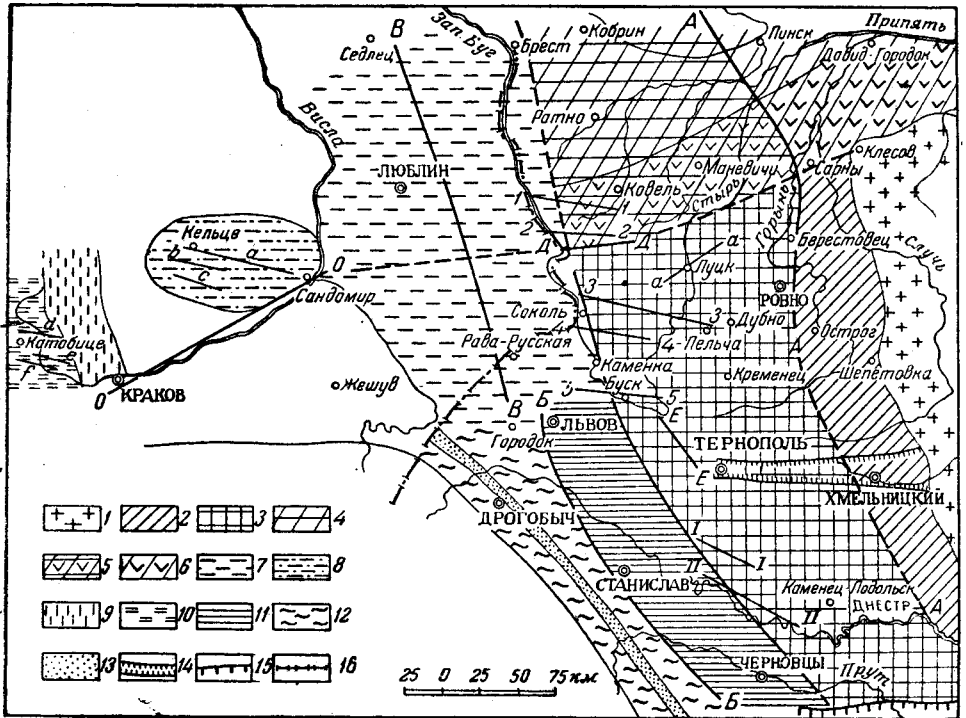


Рис. 126. Карта тектонического строения Воыно-Подольской плиты

1—Украинский кристаллический массив, 2—подземный склон Украинского кристаллического массива с глубиной фундамента до 500 м; 3—опущенная область Воыно-Подольской плиты; 4—Воыно-Брестское поднятие; 5—предположительно опущенный южный блок Воыно-Брестского поднятия; 6—продолжение того же блока в области подземного склона Украинского кристаллического массива; 7—Львовско-Люблинская впадина; 8—Келецко-Сандомирский кряж; 9—Краковс.-Велюнский кряж (мезозойский); 10—Верхнесилезский бассейн; 11—склон Воыно-Подольской плиты; 12—Предкарпатская миоценовая впадина; 13—предполагаемая линия относительного поднятия палеозоя; 14—Летичевский вал; 15—северная граница Причерноморской впадины; 16—государственная граница СССР

А—А—линия предкембрийского разлома фундамента; Б—Б—линия сочленения платформенного склона с Предкарпатским прогибом (западная граница платформы); В—В—осевая линия Львовско-Брестской впадины; Г—Г—восточная граница Львовско-Люблинской впадины; Д—Д—Воынский палеозойский сброс; Е—Е—разлом фундамента по линии Нуше-Олеско; О—О—Вислинский сброс; 1—1—11—11—оси антиклинальных поднятий постмелового возраста;

1-1, 2-2, 3-3, 4-4, 5-5—простираие палеозойских поднятий (герцинских); а, в, с—основные направления герцинской складчатости Келецко-Сандомирского кряжа; д, е, ф—основные направления герцинской складчатости Верхне-Силезского бассейна

В позднем палеозое, в визейском, намюрском и начале башкирского века южная часть Львовско-Люблинской впадины представляла собой область, переходную от геосинклинали к платформе, тогда как Воыно-Подольская плита оставалась платформенной областью. Положение это доказывается сравнительно небольшой мощностью осадков карбона (до 1000 м в границах визе — башкирский ярус) в первой из указанных

областей. Осадки представлены чередующимися породами морского и континентального происхождения, накопившимися по всем данным в условиях ритмических колебательных движений территории. Колебательные движения, как и относительное прогибание территории, представляли собой отражение движений, происходивших в смежной геосинклинали — Верхней Силезии. Ось прогибания указанной области в каменноугольную эпоху простиралась в запад-северо-западном направлении.

Герцинские движения были главными; они обусловили общие черты строения палеозоя на рассматриваемой территории и выразились мощным разломом, прослеженным по широте г. Владимира-Волынского, и менее значительными нарушениями, расположенными почти под прямым углом к нему, а также в виде плакантиклиналей и пологой складчатости как в области Львовско-Люблинской впадины, так и на Волыно-Подольской плите.

В мезозое прогибание краевой западной части Волыно-Подольской плиты приняло северо-западное направление. С этими прогибаниями связано формирование Львовско-Люблинской впадины.

Прогибание юго-западной окраины плиты в мезозое и в последующее время в кайнозое связано с формированием Карпатской геосинклинали и Карпатского орогена.

Опускания западной и юго-западной краевых частей Волыно-Подольской плиты, происходившие в мезозое и кайнозое, вызвали общий, региональный наклон всей осадочной толщи к западу-юго-западу, завуалировав этим основные черты структур более древнего возраста.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАЗ; ЧЕРТЫ ИХ ОТЛИЧИЙ

В истории геологического развития платформенной части Украины намечаются три эпохи длительного существования морских бассейнов: нижнепалеозойская (кембрий — силур), верхнепалеозойская (Большой Донецкий или амадоцийский бассейн, средний девон — триас) и мезокайнозойский (триас — неоген). В конце каждой эпохи, отвечающей самостоятельному циклу геологической истории, накапливались континентальные осадки (нижний девон, триас, четвертичный период).

Наиболее существенной чертой тектонических движений, проявившихся после протерозоя на описываемой территории, является наличие трех крупных циклов стратогенеза, отвечающих соответственно каледонской, герцинской и альпийской эпохам диастрофизма.

Рифейские (острожская свита) и нижнепалеозойские отложения Волыно-Подольской плиты имеют моноклиналиное строение и наклонены в сторону Предкарпатской впадины. На площади моноклинали, наблюдается перерыв между острожской свитой (рифеем) и нижним кембрием, а также между нижним силуром и кембрием. Почти повсеместно проявился перерыв между нижним и верхним силуром. Отчетливых угловых несогласий в нижнем палеозое Волыно-Подольской плиты не отмечается.

Каледонские движения заметно проявились лишь в конце верхнего силура. По данным П. Л. Шульги и В. И. Клушина, в преддаунтонскую (эрийскую) фазу Брест-Ковельский район испытывал поднятие, что отличает его от Львовско-Люблинской мульды, которая в это время погружалась. К этой же эрийской фазе относится возникновение Волынского разлома.

В пределах Волыно-Подольской плиты девонские отложения залегают согласно на силурийских породах. С северо-востока на юго-запад

наблюдается значительное усиление метаморфизма палеозойских отложений (в частности, нижнекарбонных каменных углей), что служит одним из указаний на возможность выявления в Предкарпатском прогибе погребенных складчатых сооружений герцинид — так называемой Келецко-Добруджинской палеозойской гряды. В Добрудже девонские породы инъецированы интрузиями изверженных пород. На противоположной, восточной, стороне Черного моря, в бассейнах рр. Лабы и Кефара, по данным В. Н. Робинсона (1946), силурийские, девонские и каменноугольные отложения составляют одну, сильно дислоцированную и метаморфизованную толщу. Между нижним и средним карбоном здесь наблюдается несогласие и перерыв, а также резкая разница в степени метаморфизма пород.

Таким образом, в области Тетиса намечается интенсивная тектоническая фаза на границе нижнего и среднего карбона.

Зарождение Днепровско-Донецкой впадины относится, по-видимому, к началу среднего девона. В верхнем девоне и нижнем визе темпы опускания усиливаются, устанавливаются условия, близкие к геосинклинальным, а крылья впадины осложняются дополнительными уступами. К границе нижнего и верхнего визе приурочены складчатые движения, в результате которых происходит значительное ослабление темпов осадконакопления. Заметные поднятия во впадине проявлялись в конце среднего и верхнем карбоне, когда шло накопление пестроцветов.

На протяжении этого этапа происходило формирование соляных структур вдоль основных структурных линий Днепровско-Донецкой впадины: Роменской — южной и Исачковской — северной. На различных горизонтах карбона трансгрессивно и с угловым несогласием залегают породы нижней перми. В дальнейшем тектонические движения во впадине носят унаследованный характер и концентрируются на соляных структурах.

В юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и на северо-западных окраинах Донбасса проявились следующие тектонические фазы: 1) предверхневизейская (астурийская), 2) две уральских на границе верхнего карбона и перми, 3) между нижней и верхней пермью и 4) между верхней пермью и триасом.

Каждая из перечисленных фаз сопровождалась складчатыми движениями или миграцией интрагеосинклиналей и формированием в последних новых комплексов отложений. Наряду с этим протекала горизонтальная миграция наиболее погруженных участков краевых прогибов, впадин и мульд. С течением времени испытывали перемещения своды некоторых структур: Шебелинской, Роменской и др. Подобные «волнообразно-колебательные» движения оказали значительное влияние на литологический состав и мощность осадочных отложений.

Днепровско-Донецкая впадина, северо-западные окраины Донбасса, так же как зона мелкокупольной складчатости северной части открытого Донбасса, являются местами классических проявлений унаследованной (постумной) складчатости. Как показали исследования последних лет, постумные тектонические движения особенно ярко проявляются на соляных диапирах. В качестве примера, характеризующего процесс роста соляных диапиров, может служить Роменская структура. В тектоническом отношении эта структура представляет собой соляной шток запад-северо-западного простираания размером 6×2 км.

Характерной чертой Роменского купола, так же как и других соляных структур Донецкого прогиба, служит длительность их формирования

и отражение процесса складкообразования в стратиграфическом разрезе. На Роменской структуре по мере продвижения от крыльев к своду на расстоянии 1—1,5 км юрские отложения выклиниваются вовсе, а верхнемеловые и палеогеновые переходят в другие фации и значительно сокращают мощность; в контакте с соляным штоком в своей большей части мезокайнозойские осадки переходят в стратиграфическую брекчию.

Наблюдающиеся на диапировых структурах следы складчатых процессов и изменение фаций отложений носят в общем локальный характер.

В региональном плане нашли свое проявление в Днепровско-Донецком прогибе следующие тектонические фазы альпийской эпохи: предсреднетриасовая, предбайосская (донецкая), в конце верхней юры, предверхнемеловая. Наиболее интенсивными фазами, создавшими угловые несогласия до 10°, были предсреднетриасовая и фаза в конце верхнего мела.

В Молдавской впадине триас представлен карбонатной формацией, юра — терригенной. На грани юры и триаса началось формирование Молдавской впадины. Юра трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывается альбомом, сеноманом или средним сарматом. Несогласие между юрой и альбомом вполне отчетливое; зарождение орогенических движений во впадине относится к юнокимерийской фазе. Геофизическими исследованиями установлено значительное изменение мощности третичных отложений в центральной зоне Молдавской впадины; к сводам складок мощность осадков сильно уменьшается, в синклиналиях, наоборот, значительно возрастает. Резкие колебания мощностей кайнозойских пород свидетельствуют о проявлении в центральной зоне впадины постумных (унаследованных) движений.

Кардинальные изменения в альпийской геосинклинальной области юга СССР отмечаются в нижнемеловую эпоху, когда окончательно сформировалась Крымская мегаантиклиналь. С этого времени Тарханкутско-Кубанская зона становится местом мощного (свыше 3000 м) накопления меловых и третичных осадков.

В районе Сиваша и Джанкоя палеогеновые породы трансгрессивно налегают на верхнемеловые; по направлению к Тарханкутским складкам значительно уменьшается мощность палеогена; это свидетельствует о том, что формирование северной части Тарханкутского антиклинория началось в ларамийскую фазу.

В начале олигоценового времени (пиринейская фаза) распределение мощностей осадков претерпевает существенные изменения; интенсивное прогибание в течение олигодена и миоцена приурочено к Керченско-Таманской зоне. Мощность майкопской свиты здесь превышает 2500 м, миоцена 1000 м.

Тенденции к обращению движений в Керченско-Таманской олигоценно-миоценовой интрагеосинклинали проявляются с караганского века и продолжают в конское и более позднее время.

Распространенные на Керченском полуострове гряды мшанковых (винкуляриевых) рифовых известняков среднего сармата приурочены к крупным антиклинальным складкам; в синклиналиях рифы отсутствуют.

Еще более рельефно окаймляют антиклинали Керчи и Тамани гряды и утесы мембранипоровых рифов мезотического возраста. В синклиналиях, по данным буровых скважин, мембранипоровые рифы развиты очень слабо.

В караганском и конском веках, а также в среднем сармате, море ингридирует глубоко в область платформы, достигая в среднем сармате Губинихи и верховьев р. Самары. Явления краевых трансгрессивных

несогласий на платформе в данном случае отражают первые проявления орогенических движений в центральной зоне Керченско-Таманской интрагеосинклинали.

* * *

Среди более древних толщ явления трансгрессивного углового несогласия наблюдаются неоднократно. Трансгрессия девано-карбонového моря на герцинскую платформу достигла своего максимума в верхневизейское время. Развитие трансгрессии привело к тому, что на крыльях Днепровско-Донецкой впадины верхневизейские отложения налегают непосредственно на докембрийский кристаллический фундамент (Райозеро, Смелое, Путивль).

Следующие крупные трансгрессии происходили в среднем карбоне, байосе, в начале верхнего мела, в палеоцене и эоцене. На крыльях впадин и на склонах Украинского кристаллического массива наблюдается трансгрессивное и порой несогласное залегание осадков указанного возраста на более древние породы.

Уступы, флексуры и глубинные разломы характеризуются большой длительностью существования и проникают, видимо, в глубокие зоны земной коры. Эти зоны достигают на поверхности значительной ширины и иногда бывают осложнены дислокациями, происходившими в палеогене.

К лежащему боку наиболее древних уступов Днепровско-Донецкой впадины приурочены зоны солянокупольных структур — Роменская и Исачковская. С уступами же связано выклинивание девонских отложений в сторону крыльев структур.

К числу сравнительно древних (юрских?) дизъюнктивных форм относятся флексуры северо-западного простирания, ограничивающие центральную зону Молдавской впадины.

Зарождение среднего уступа северного крыла Причерноморской впадины началось в нижнемеловую эпоху, а северного — в верхнемеловую эпоху. Уступы альпийской эпохи, пересекающие Вольно-Подольскую плиту и Предкарпатскую впадину, начали формироваться в нижнемеловое, а возможно и в юрское время. Движениям вдоль региональных уступов свойственно длительное проявление в течение нескольких геологических периодов. Однако разломы рифейского времени полностью исчезли к началу каледонской эпохи и не находят отражения в пострифейских деформациях плиты.

Резюмируя изложенные сведения о фазах тектогенеза, мы можем отметить следующее.

1. В тектогенезе докембрийской эпохи различаются три крупных цикла: 1) бугский, 2) саксаганский и 3) волинский. В посткембрийских движениях отчетливо проявляются каледонский, герцинский и альпийский циклы. Наряду с крупными циклами в стратиграфическом разрезе находят проявление и более мелкие.

2. Важнейшие тектонические фазы, приводящие к перестройке палеогеографической обстановки и образованию новых родственных между собой вертикальных группировок и соседств фаций, сопровождаются горизонтальной миграцией интрагеосинклиналей.

Для герцинской эпохи к таким фазам относятся — предверхневизейская, две уральские, саальская и пфальцская. В альпийской геосинклинальной области миграция геосинклинального режима происходила в результате предальбской и преодлигоценовой фаз тектогенеза. Миграция интрагеосинклиналей, как правило, сопровождается складчатыми процессами.

3. Складчатые движения, сопровождавшиеся порой значительной деформацией пород, проявились на северо-западных окраинах Донбасса и в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины в течение триасовой, предсреднебайосской, предверхнемеловой, предпалеоценовой и предолигоценной фаз.

4. Наряду с прерывистыми движениями в пределах платформенной части УССР, широким развитием пользуются непрерывные, унаследованные движения, приуроченные обычно к зонам развития диапировых структур и к глубинным разломам (уступам, флексурам).

5. При развитии нисходящих форм движений в областях окаймления щитов и на крыльях впадин наблюдаются явления стратиграфического и углового несогласия.

6. Вертикальные колебания вдоль глубинных разломов играют существенное значение в истории развития Днепровско-Донецкой, Причерноморской и Молдавской впадин. Для зон уступов характерны интрузии основной магмы и перемещения каменной соли, а также смена фаций и мощности отложений.

7. Процессы магматизма, выражающиеся в экструзиях и интрузиях магмы, обуславливают проявление своеобразных плутоно-магматических или магмотектогенных колебательных движений. Наиболее яркое выражение эти движения получили в архее и протерозое.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТониКИ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ УССР

Задача геотектонического районирования территории платформенной части УССР заключается в выделении геологических регионов, различных по фациям накопления осадков, мощности осадочных толщ, форм залегания и степени метаморфизма. Тектоническое районирование, учитывающее размещение фаций и отдельных комплексов отложений в зависимости от характера колебательных движений, может служить основой для прогноза распространения полезных ископаемых.

Общие задачи изучения тектоники платформенных частей УССР состоят в изучении закономерностей формирования Днепровско-Донецкой и Азово-Черноморской впадин, Подольской плиты и других регионов; в дальнейшем исследовании природы колебательных движений и закономерностей размещения полезных ископаемых в связи с характером осадконакопления; в выделении зон и регионов со специфическим вещественным составом и структурой; в определении пространственного распределения тех или иных концентраций полезных ископаемых в связи со структурой региона.

Исследования в указанном плане позволят выявить основные закономерности в размещении соленосных и нефтепроизводящих фаций девона, угленосных фаций карбона и палеогена, бокситоносных фаций девона, карбона и палеогена и т. д. Особенное значение приобретают палеотектонические схемы, так как мотивом для выделения региона может служить специфический состав осадочных комплексов на определенных этапах геотектонического развития.

Классификация геотектонических форм на геоструктурных картах Украины, составленных разными исследователями, страдает обычно одним и тем же недостатком: отсутствует общий принцип, который положен в основу разделения территории на более дробные элементы. На тектонических картах Д. Н. Соболева (1926а), К. И. Макова (1946) и других, некоторые из выделенных районов имеют географическое название (Карпаты), другие наименования отражают промышленные районы

(Донбасс), геоморфологические районы (Донецкий пенеплен) или геоструктуру (впадины и кристаллические массивы).

Основание для выделения структурных зон и регионов должно быть таковым, чтобы позволяло сделать заключение об истории развития данного участка в связи с соседними тектоническими зонами и регионами. А. Д. Архангельский (1937) на своей тектонической схеме СССР выделяет геотектонические элементы в зависимости от времени их формирования и глубины залегания кристаллического фундамента. Этот принцип широко использован в данном труде, так как наиболее полно характеризует современную структуру земной коры.

Знание основных закономерностей размещения полезных ископаемых требует выяснения не только естественных соседств фаций, но и анализа ритмичности вертикальных групп отложений, отображающих динамику физико-географических условий.

В истории геологического развития УССР возможно наметить с известным приближением три эпохи длительного существования морских бассейнов: кембро-силурийского (каледонский цикл), верхнепалеозойского (средний девон — триас, герцинский цикл) и мезокайнозойского (альпийский цикл). Полные периоды развития с заключительной общей деградацией испытали все три бассейна. В чередовании комплексов осадочных отложений с некоторым приближением можно наметить следующую периодичность: крупный цикл начинается, как правило, терригенным песчано-глинистым комплексом, за которой следует известняковый, затем идут песчано-глинисто-карбонатный, каустобиолитовый и пестроцветный комплексы.

Таблица 137

Схема чередований комплексов пород на территории платформенной части УССР

Циклы и регионы Формации	Каледонский	Герцинский		Альпийский	
	Вольно-Польская плита	Львовско-Люблинская впадина	Днепровско-Донецкая впадина (юго-восточная часть)	Днепровско-Донецкая впадина	Причерноморская впадина
1. Нижние комплексы:					
а) песчано-глинистые . . .	S_m	$D_1^2 - D_2^1$?	$T_3 - Cr_1$	$T - Cr_1$
б) галогенные	—	—	$D_2^2 - D_3^1$	—	—
в) пирокластические . . .	—	—	D_3^2	—	—
2. Средние комплексы:					
а) известняковые	$S_1 - S_2$ (нижняя часть)	$D_2^2 - C_1vf$	$C_1t - C_1ve$	Cr_2	Cr_2
б) глинисто-известняковые	—	—	—	—	—
3. Верхние комплексы:					
а) песчано-глинисто-известняковые	S_3 (верхняя часть)	—	C_1v	Tr	Tr
б) каустобиолитовые . . .	—	$C_1vg - C_2$	$C_1^v - C_3$	—	—
в) красноцветные	D_1^1	?	$C_3 - T_{1+2}$	—	—

Развитие определенных геотектонических участков земной коры происходило по восходящей кривой и, по-видимому, подчинялось закону периодичности. Предложенный Л. В. Пустоваловым (1940) закон периодичности минерального осадкообразования, в случае его дальнейшего подтверждения, позволит расширить генетическое истолкование колебательных движений земной коры. В связи с этим анализ явлений периодичности среди осадочных толщ, развитых в УССР, должен составить неотъемлемое звено тектонических исследований.

К вопросам, решению которых способствует накопление материалов буровых и геофизических работ, относится выяснение строения областей перехода платформ в геосинклинали или впадины. Обычно наблюдается при переходе от платформы к передовым прогибам или впадинам система уступов, осложняющая общее моноклиналиное или гомоклиналиное падение пород (северный крыло Причерноморской впадины, Волыньско-Подольская плита, северный сектор Донбасса и пр.). С уступами обычно бывает связана редукция некоторых элементов стратиграфического разреза: выклинивание, уменьшение мощности, изменение литологического состава пород и пр.

Чисто теоретические соображения позволяют высказать предположение, что каждому уступу отвечает глубинный разлом в кристаллическом фундаменте и однокрылая складка, или несимметричная антиклиналь в вышележащей осадочной серии. По простиранию уступы могут испытывать виргацию или переходить в моноклинали. Изучение уступов в кристаллическом фундаменте и однокрылых складок в осадочной толще имеет крупное прикладное значение для нефтяной геологии, так как с ними могут быть связаны стратиграфические и зональные залежи нефти.

К числу серьезных задач относится дальнейшее изучение явлений унаследованной складчатости, пока что надежно установленной лишь в области развития диапировых структур. Согласно правилу постумности, «каждый изгиб земной коры, будь то двукрылая или однокрылая складка, или дизъюнктив развивается во времени, увеличивая свою амплитуду» (Балуховский, 1949). Исследования М. Ф. Мирчинка и А. А. Бакирова показывают, что в течение ряда этапов развития Русской платформы происходили крупные структурные перестройки не только геосинклиналиных, но и платформенных областей, причём тектонический план при переходе от одного крупного цикла к другому кардинально менялся (Мирчинк и Бакиров, 1951).

Бурение, проведенное в районе с. Кабанье — г. Кременное, установило, что пологая складчатость палеогена не находит отражения в тектонике верхнего мела и, следовательно, правило постумности приобретает ограниченное значение. В то же время широко применяется структурно-геологическая съемка мезо-кайнозойских отложений с целью поисков глубинных палеозойских структур. Выявляется практическая необходимость выделения на тектонических картах УССР площадей, в пределах которых имеют место постумные движения, и дальнейшего всестороннего изучения явлений унаследованной складчатости.

Существует еще много неясных вопросов в региональной геотектонике платформенной части УССР. Наиболее актуальными из них являются:

а) характер сочленения складчатости Днепровско-Донецкой впадины со складчатой системой Донбасса;

б) тектонические соотношения Львовско-Люблинской и Днепровско-Донецкой впадин и наличие в последней нижнепалеозойских образований;

в) природа гравитационных максимумов в Днепровско-Донецкой впадине;

г) развитие структуры Волыно-Подольской плиты в связи с соседними регионами;

д) расчленение области Причерноморской впадины на более мелкие тектонические районы;

е) строение крыльев Днепровско-Донецкой впадины, наличие на них глубинных разломов и молодых послемеловых дислокаций;

ж) характер поведения кристаллического фундамента в районах глубокого погружения и т. д.

Весьма серьезное значение для нефтяной разведки имеет изучение механизма образования соляных диапиров. Согласно современным воззрениям соляная тектоника является гравитационной. Необходимым условием для ее возникновения и развития служит наличие в недрах мощных соляных масс, находящихся в состоянии высокой пластичности. Неравномерное накопление осадков, более мощное в синклиналильных прогибах, менее мощное в сводах антиклинальных складок, создает разность гравитационного давления, которая и служит основной движущей силой при формировании соляных структур. Однако в Днепровско-Донецкой впадине и на окраинах Донбасса имеется серия соляных структур, возникновение которых невозможно объяснить действием одного гравитационного давления. Например, на Радченковской структуре коренной соляной купол образует на периклиналях более молодые, вторичные ядра протыкания. Очень сложно построены и осложнены брекчиями Петровская, Краснооскольская, Корульская и Славянская соляные структуры.

Характерной особенностью многих структур является наличие мощных брекчий, содержащих обломки диабазов и древних, девонских пород. Большая мощность брекчий была отмечена В. А. Сельским как особенность, резко отличающая соляные структуры Днепровско-Донецкой впадины от соляных куполов Эмбы. «Только исключительные условия соединения движений диабазов и соли, — пишет В. А. Сельский, — могли вызвать на своем пути такие нарушения и образовать массу, которая заключает такое многообразие продуктов механического разрушения» (Сельский, 1940).

Новейшие исследования, проведенные Н. Ф. Балуховским, О. В. Крашенинниковой, С. А. Ковалевским и др., как будто подтверждают точку зрения В. А. Сельского. Однако эти исследования в области генезиса соляных диапиров и брекчий еще нельзя считать законченными, а намечающиеся выводы окончательными. Новая трактовка генезиса соляных диапиров и брекчий нуждается еще в значительном подкреплении фактическими данными.

Глава шестая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория Украинской ССР занимает южную часть Восточно-Европейской равнины. Основные черты ее геоструктуры определяются приуроченностью этой территории к области перехода окраинной части Русской платформы в Кавказско-Карпатскую геосинклиналь. Глубина залегания кристаллического фундамента платформы отразилась на основных чертах гипсометрии страны, особенностях ее гидрографической сети и характере вторичных, или наложенных, форм рельефа. Основные геоморфологические черты УССР находятся в такой же зависимости от особенностей геоструктуры горных сооружений окраинной геосинклинальной зоны.

Осевую часть региона составляет Украинский кристаллический массив и Правобережная возвышенность. Рельеф Украинского кристаллического массива довольно сложный. Он характеризуется разнообразием денудационных и аккумулятивных форм поверхности различного возраста и различных стадий развития.

К области неглубокого залегания кристаллического Курско-Воронежского массива прилегает северо-восточная часть Украинской ССР, занимающая юго-восточную окраину Средне-Русской возвышенности.

Между Средне-Русской и Правобережной возвышенностями кристаллический фундамент Русской платформы погружен на значительную глубину. Области погружения соответствует Днепровско-Донецкая впадина и геоморфологически совпадающая с ней левобережная низменность. На юго-востоке Днепровско-Донецкая впадина прилегает к древнему горному сооружению — Донецкому кряжу.

Кристаллический фундамент внешней части Русской платформы к периферии постепенно погружается. На юге платформу ограничивает Причерноморская впадина, которой соответствует Причерноморская низменность. Наиболее погруженная часть впадины занята Азовским и Черным морями.

В западной части кристаллический фундамент погружается весьма постепенно. На него здесь наложена палеозойская осадочная толща Вольно-Подольской плиты. Эта часть Украины имеет характер равнинного плато, расчлененного речными долинами.

Первичные черты геоморфологии Украины усложнены, изменены и восполнены вторичными наложенными формами поверхности. Последние накладывались на первичный фон структурного рельефа по мере геологического развития данной территории. Решающими историко-геоморфологическими факторами были: условия денудации и развития скульптурных форм, предшествовавшие периоду образования аккумулятивных форм рельефа; условия образования покровных отложений и связанных с ними аккумулятивных поверхностных образований. Сочетание первичных геотектонических форм рельефа, форм деструкции их и

аккумулятивных образований составляет основу современных ландшафтов вообще и, в частности, ландшафтов Украины.

Создание структурно-геоморфологического субстрата поверхности СССР закончилось к началу четвертичного периода. К этому времени юг Советского Союза приобрел вид значительно приподнятой равнины. Положение базиса эрозии к началу постплиоцена было на несколько десятков метров ниже современного.

Низкое положение базиса эрозии в начале четвертичного периода имеет исключительно важное значение в истории развития рельефа Украины. К этому времени относится окончательное формирование гидрографической сети территории Украины.

Следуя общему наклону топографической поверхности, вслед за отступающим морем реки вытягивались с севера на юг; главные долины их консеквентные.

Многие реки на отдельных участках своего течения унаследовали древние долины. К таким унаследованным долинам в первую очередь относятся каньоны рек в пределах кристаллического массива и, в частности, долина прорыва р. Днепра между гг. Днепропетровском и Запорожьем. Аналогичное происхождение имеет также долина р. Северного Донца в районе прорыва через Донецкий кряж.

Геоморфологические особенности главных речных долин находятся в зависимости от соответствующих условий районов, в которых они располагаются. Разнообразие их строения находит свое выражение в наличии сквозных геоморфологических уровней, обусловленных общим развитием рельефа юга СССР в четвертичное время.

Притоки главных рек имеют субсеквентные долины. Наиболее ярким примером таких рек является р. Припять, протекающая вдоль осевой части Полесской впадины.

Значительное влияние на строение речных долин оказывают местные геоструктуры. Крупные реки обходят устойчивые структуры, образуя характерные отклонения от направления своего течения. Ярким примером является долина р. Днепра между гг. Киевом и Днепропетровском, долина р. Северного Донца между г. Змиевом и устьем р. Калитвы и др.

Речные долины в условиях эпейрогенических поднятий глубоко врезались в поверхность равнины. Днища долин располагались на много десятков метров ниже современного положения базиса эрозии. Это было обусловлено предшествующим низким положением базиса эрозии. Бурение на дне одесских лиманов и на Пересыпи показало, что долины лиманов переуглублены по сравнению с современным уровнем Черного моря не менее чем на 25—27 м (Бондарчук, 1934б). Еще более переуглублены долины рр. Южного Буга и Днепра.

Энергичные денудационные процессы в конце плиоцена на территории СССР отпрепарировали и вскрыли основные геоструктурные черты рельефа. К этому времени границы геоструктурных и обусловленных ими геоморфологических областей обрисовывались чрезвычайно ясно. Последующие формы уже только накладывались на созданные ранее крупные геоморфологические черты территории Украины.

Второй этап развития уже наложенных форм поверхности СССР относится к эпохе великого днепровского (рисского) оледенения. Распространение ледника и связанных с ним гляциальных форм поверхности в пределах СССР находилось в полном соответствии с характером доледникового рельефа.

Общие черты геоморфогенезиса днепровского времени заключались в образовании мощного покрова рыхлых отложений, в выполнении речных долин ледниковыми наносами и в образовании различных аккумуля-

тивных форм поверхности. Существенную роль в этом процессе играло высокое стояние уровня вод в пределах Эвксинского бассейна, занимавшего впадины современных Черного и Азовского морей.

Трансгрессия Эвксинского бассейна являлась не только результатом погружения прилегающей суши, но в основном была следствием обильного притока талых ледниковых вод в пределы замкнутой тогда Черноморской впадины. В этом отношении изменение физико-географических условий в пределах Черного моря в эпохи оледенений полностью соответствовало изменениям уровня Каспийского моря, находившегося в аналогичных условиях.

Днепровский ледниковый комплекс наложен на доледниковую поверхность. В понижениях доледникового рельефа мощность ледниковых отложений — песков, морены и лёсса — значительно возрастает. В частности, в лёссовых породах таких участков наблюдается ярко-выраженная ярусность, обусловленная наличием горизонтов ископаемых почв. Количество последних возрастает пропорционально увеличению мощности лёсса. Наиболее возвышенные водораздельные участки УССР почти лишены покрова осадков днепровского (и более позднего) ледниковых комплексов. Здесь элементы рельефа сложены более древними образованиями. Послеледниковое время на территории УССР протекало в условиях общего восходящего движения юга Русской платформы. Это активизировало эрозию и оставило свои следы в виде уступов высоких террас в долинах ледникового стока.

Последний этап в развитии рельефа УССР относится к концу ледникового времени, к эпохе полесского (вюрмского) оледенения.

Условия рельефа этой эпохи напоминали днепровское время. Разница заключалась в ином пространственном размещении Полесского ледникового комплекса.

Край полесского оледенения находился вне северных границ Украинской ССР. В ее границы заходили только талые ледниковые воды, размывшие гляцигенные лёссовые отложения Днепровского ледникового комплекса и отложившие на их месте мощные толщи покровных (зандровых) песков. Этими обстоятельствами объясняется чрезвычайно резкая граница между полесской зоной и лесостепью, выраженная денудационным уступом лёссовой толщи в сторону полесских песков. При отложении полесского ледникового комплекса были вновь заполнены осадками долины. Отложения украинских рек этого времени, весьма разнородного состава, слагают надпойменные террасы.

Послеледниковое время на юге СССР представляет собой этапы окончательной моделировки ее поверхности, установления современного пространственного размещения и соотношения разновозрастных элементов рельефа, установления границ геоморфологических областей, оконтуривания геоморфологических районов и формирования естественных ландшафтов.

Задачей геоморфологического районирования является выделение естественно ограниченных территорий, характеризующихся преимущественно свойственными им одним геологическими признаками, которые могут быть эффективно использованы в целях хозяйственного строительства.

Попытки геоморфологического районирования УССР были предприняты П. А. Тутковским (1922), Б. Л. Личковым (1922), Н. И. Дмитриевым (1936), Д. Н. Соболевым (1929), В. Г. Бондарчуком (1941а).

В. Г. Бондарчук (1941а, 1949б) опубликовал новую схему геоморфологического районирования УССР и составил карту геоморфологических районов УССР и МССР.

Территория Украины может быть разделена на ряд геоморфологических областей и районов, каждый из которых характеризуется своими специфическими признаками.

Всю территорию УССР, за исключением Карпат, можно рассматривать как полигенную, равнинную страну. Области погружения кристаллического массива представляют собой участки первичных равнин различного возраста. Денудационная поверхность сглаженного фундамента в местах его обнажений создает сложный скульптурный рельеф. Местами эта поверхность усложнена участками наложенных, аккумулятивных равнин, создающими своеобразные черты геоморфологического ландшафта.

Общая схема геоморфологического районирования УССР, составленная В. Г. Бондарчуком (1941а), в которой выделены следующие геоморфологические районы: Приднепровская левобережная низменность, Приднепровская правобережная возвышенность, Причерноморская низменность.

Приднепровская левобережная низменность. Приднепровская левобережная низменность располагается в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Как отдельная геоморфологическая область она характеризуется развитием структур с горизонтальным или почти горизонтальным залеганием пластов. Из числа осадочных формаций для строения рельефа низменности особенное значение имеют четвертичные покровные отложения. Мощность их достигает 40 м, состав изменчивый. Представлены они аллювиальными отложениями, лёссом и мореной днепровского оледенения, зандровыми песками валдайского (вюрмского) оледенения. Четвертичную толщу подстидают третичные отложения, в большей или меньшей степени размытые. Коренные отложения имеют спокойное залегание. Исключение представляют центральные районы низменности, где проявляется соляная тектоника, влияющая на рельеф современной поверхности.

Границы левобережной низменности полностью совпадают с границами Днепровско-Донецкой впадины. На севере и западе она выходит за границы Украинской республики. Южная граница проходит в низовьях рр. Тетерева и Ирпени. Она совпадает с северными границами кристаллического массива. Геоморфологические и физико-географические границы Полесья, однако, значительно сдвинуты на юг. Полесский ландшафт накладывается на кристаллический фундамент и сохраняет свои особенности до северной границы распространения днепровского лёсса. Последняя граница — вторичная, обусловленная размывом лёсса тальми ледниковыми водами полесского оледенения. Южнее Киева Приднепровская низменность переходит на правый берег р. Днепра. На юго-востоке поверхность Приднепровской низменной равнины постепенно поднимается и прилегает к Донецкому кряжу. На востоке она выходит за пределы УССР.

Первичные черты рельефа Приднепровской низменной равнины сохранились на значительном пространстве, особенно в восточной части. Оротографические особенности ее определяются геоструктурой. Наклон поверхности обусловлен падением коренных пород в сторону осевой части Днепровско-Донецкой впадины — с востока на запад и на юг. Рельеф равнины долинно-балочный, выработанный эрозионной деятельностью текущей воды.

Наиболее юный рельеф в пределах низменности имеет ее северная часть — Полесье и надпойменные террасы рек. Полесье имеет аккумулятивный гляцио-аллювиальный рельеф, образовавшийся в валдайское ледниковое время. Первичный рельеф его соответствовал поверхности зандр. В послеледниковое время поверхность зандр претерпела значительные

изменения за счет образования эолово-деструктивных форм поверхности и деятельности рек.

Центральное Полесье, с долиной р. Припяти в центре, представляет собой наиболее погруженную область со слабо выработанными речными долинами, высоким стоянием уровня грунтовых вод и вследствие этого сильной заболоченностью. Болота, многочисленные пойменные озера и обширные лесные пространства составляют характерную черту ландшафта этого района. Дальше к западу поверхность Полесской низменности несколько повышается, водораздельные пространства менее заболочены. Песчаный покров их всхолмленный. Песчаные бугры вытянуты в субмеридиональном направлении. Генетически песчаные бугры характеризуют поверхность развевания песчаного покрова. Отдельные песчаные возвышенности представляют собой параболические дюны. Широкое распространение бугристых песков составляет характерную особенность рельефа Полесья, среднего и верхнего течения р. Припяти.

В нижнем течении р. Припяти рельеф Полесья усложняется. Здесь широко представлены холмы — «выжимы», — одна из форм ледниковых дислокаций. Холмы сложены смятыми аллювиальными песками днепровской (рисской) эпохи и шапками морены днепровского оледенения. Между буграми размещаются небольшие озера. Типичные черты рельефа гляциодислокаций ярко выражены между сс. Чернобылем и Чистоголовкой. Чернобыльские гляциодислокации составляют южную часть полосы нарушений, тянущейся вдоль правого берега р. Припяти, от г. Мозыря до устья реки. Особенно резкие дислокации наблюдаются между г. Мозырем и с. Барбаров, а также на левом берегу р. Припяти у с. Юревичи (БССР). Район дислокаций здесь имеет резко выраженный овражный рельеф, сильно напоминающий рельеф Каневских гор.

Южные районы правобережного Полесья отличаются разнообразием геоморфологических ландшафтов. Район Киевского Полесья характеризуется значительным колебанием высот, обусловленным многочисленными глубоко врезынными долинами. В периферийной части его широко распространены лёссовые останцы в виде округлых холмов, высоко поднимающихся над прилегающими пространствами песчаных равнин. Характерные черты Полесского останцевого рельефа наблюдаются в западной части г. Киева.

Левобережное Полесье по сравнению с правобережным отличается меньшим разнообразием форм поверхности. Территории между рр. Днепром и Десной свойственен мягкий, слабоволнистый рельеф. Древние неровности здесь сглажены толщей покровных полесских песков. В Новгород-Северском районе рельеф Полесья усложняется. На характере поверхности здесь сказываются выходы нижнетретичных и меловых пород. Обнажения мела вдоль правого берега р. Десны и в прорезающих его оврагах образуют белые скалы, придающие местности своеобразный колорит. Значительную роль в рельефе Черниговского Полесья играют древние сквозные долины. Наиболее крупная из них — Замглай — заболочена. Расположенное в долине болото Замглай — одно из крупных в пределах УССР.

Приднепровская левобережная низменность представляет собой лёссовую аккумулятивную равнину. Общие черты поверхности ее обусловлены характером залегающих дочетвертичных пород. В соответствии с падением пластов топографическая поверхность левобережной низменности наклонена с востока на запад и юго-запад от Средне-Русской возвышенности в сторону Днепра. Следуя этому уклону, текут в субсеквентных долинах левобережные притоки Днепра. Направление долин находится в полной зависимости от структуры района. В частности, реки обходят

участки нарушений, вызванных соляной тектоникой (Бондарчук, 1937). Сами соляные структуры принимают участие в строении поверхности. Наиболее яркий пример этого представляет Исачковский холм, расположенный на междуречье Сула — Удай у с. Исачек, а также гора Золотуха у г. Ромен, холмы Голтвы, Поповки, Остапья, возвышенности у Полтавы, Дмитриевки, Чернухи и др.

В восточной, юго-восточной и южной части левобережная низменность имеет долинно-балочный рельеф. Характер долин меняется в зависимости от состава образующих рельеф пород. В восточной ее части долины, прорезающие третичные отложения, отличаются мягкими очертаниями склонов. На участках, прилегающих к р. Северный Донец, по склонам долин выходят многочисленные обнажения мела. В пределах Гуляй-Польской степи к этому прибавляются обнажения более древних мезозойских и кристаллических пород.

Своеобразный эрозионный рельеф имеет часть левобережной низменности в окрестностях с. Шишаки на левом берегу р. Псел, у пересечения ее с железной дорогой Киев—Полтава. В строении рельефа принимают участие округлые холмы — «шишаки», ограниченные иногда крутыми склонами. Холмы разделены долинами, часто сильно заболоченными. Холмы следует рассматривать как останцы расчлененной притеррасовой части низменности. Расчленение поверхности, по-видимому, произошло до днепровского оледенения, так как днепровский лёсс перекрывает и в значительной степени смягчает очертания «шишаков».

Приднепровская левобережная низменность имеет сложный террасовый рельеф. Несмотря на хорошую изученность Приднепровья, вопрос о количестве левобережных террас Днепра до сих пор еще не решен окончательно. В. Н. Чирвинский (1932б), Б. Л. Личков (1928б), Д. Н. Соболев (1938б), В. В. Резниченко (1932б) и другие исследователи террасам Днепра уделяли большое внимание, причем каждый из них по-своему определял количество террас и их строение.

Изучение уровней, относительных высот и строения террас Днепра на широте г. Киева В. Г. Бондарчуком позволило представить их в следующей последовательности.

1. Пойма	3—5 м	Уровень I
2. Песчаная терраса	5—15 м	
3. Однолессовая терраса	5—10 м	Уровень II
4. Двухлессовая терраса	5—17 м	
5. Трехлессовая терраса	23—32 м	Уровень III
6. Моренная терраса	23—32 м	

Многочисленные стратиграфические комплексы террас укладываются только в три геоморфологические ступени. Соответственно возраст террасовых отложений определяется для первой пойменной террасы как последнеднепровский, для второй — как валдайский (вюрмский) и для третьей как днепровский (рисский). Это полностью соответствует схеме развития четвертичного рельефообразования, по которой в ледниковое время преобладало развитие аккумулятивных форм, а межледниковым эпохам соответствовала активизация эрозии.

Размеры каждого из геоморфологических террасовых уровней настолько значительны, что их можно рассматривать как вторичные аккумулятивные аллювиальные равнины. Каждая из них отличается своими особенностями характерного для них комплекса мезо- и микроформ рельефа.

Пойменной террасе свойственны типичные для поймы озера, старицы, присклоновые, иногда заболоченные понижения. В ее пределах преобладает луговая растительность, заросли верб и отдельные деревья тополя и дуба, разбросанные среди необозримых лугов.

Наиболее сложен рельеф второй террасы. От поймы она отграничена всегда хорошо выраженным уступом. На отдельных участках образованная песками терраса имеет бугристую сложную поверхность и покрыта сосновыми борами; иногда на буграх появляются заросли шелюги. Участки второй террасы, имеющие суглинистый и лёссовый покров, обладают типичной аллювиально-аккумулятивной, слегка волнистой поверхностью. Часто здесь встречаются округлые понижения — блюдца, разбросанные по террасовой равнине. Верхняя терраса Днепра имеет обычный вид степной равнины. От участков левобережной низменности, сложенной коренными породами, она отличается менее расчлененной поверхностью, более однообразными спокойными чертами ландшафта.

Самостоятельным геоморфологическим районом на территории Днепро-Донецкой впадины является значительная часть правобережной возвышенности, расположенной между долиной р. Днепра и Украинским кристаллическим массивом.

К долине Днепра правобережная возвышенность обрывается крутым уступом. Берег реки расчленяют глубокие, многочисленные овраги. Местами развиты грандиозные оползни и оползневые террасы. Строение рельефа правобережья особенно усложняется на участке между с. Бучак и устьем р. Россь. Этот участок известен под названием каневских дислокаций или Каневских гор.

Каневские горы располагаются на правом берегу Днепра, в 90 км ниже Киева. Занимают они узкую полосу между с. Трактемировым на севере и с. Мошны на юге. Горный район образует дугу, вытянутую с северо-запада на юго-восток с выпуклой юго-западной стороной. Длина дуги — 70, ширина местами достигает 35 км. Наиболее высокие вершины Каневского района поднимаются до 245 м над уровнем моря (до 160 м над уровнем Днепра).

Овраги, расчленяющие Каневские горы, очень глубоки. Склоны их обрываются обычно под крутым углом. По дну оврагов струятся небольшие потоки воды. Во время дождей, даже незначительных, еле заметные ручейки превращаются в грозные потоки, выносящие массу рыхлого материала к своим устьям, где располагаются конусы выносов, занимающие большие площади. Поверхность конусов усеяна многочисленными глиняными катунами, вынесенными потоками из оврагов. Склоны оврагов, как и отдельных вершин, часто усложнены грандиозными оползнями, большинство из которых имеет форму правильных цирков. Там, где крутизна склонов уменьшается, и они покрыты осыпями, склоны поросли густым молодым лесом «пьяных» деревьев, принимающих самое причудливое положение, приспособляясь к движению медленно сползающих по склону масс.

Соседние овраги и оползни часто сближаются своими верховьями так, что водоразделы между ними имеют вид мостов. Часто такие мосты — перешейки разрушены, овраги сливаются верховьями, а уцелевшие от размыва участки водоразделов выступают в виде колонн, пирамид, обелисков самой причудливой формы.

Очень интересна долина р. Днепра, прилегающая к Каневским горам с востока. До Ходорова Днепр течет в юго-восточном направлении, ниже Ходорова резко поворачивает на север, далее течет на восток и у с. Зарубинцы опять резко поворачивает на юг. Таким образом, Днепр «обтекает» Трактемировско-Бучакские высоты. Севернее Канева, между

Каневскими Бучакскими высотами, наблюдается понижение, в которое уклоняется русло реки и особенно далеко заходит его пойменная терраса. Подобное явление наблюдается также ниже устья р. Росси, где располагается обширная Ольшанская низменность, разделяющая Каневские и Мошногорские высоты.

Днепр принимает с левой стороны ряд крупных притоков (Десна, Сула, Псел, Ворскла, Орель и др.), имеющих широкие, хорошо разработанные долины, в которых наблюдается до четырех надпойменных террас. С правой стороны, в пределах Днепроовско-Донецкой впадины, р. Днепр принимает притоки, берущие начало на Украинском кристаллическом массиве. Наиболее крупные из них — рр. Тетерев, Россь и др.

Приднепровская правобережная возвышенность. Приднепровская правобережная возвышенность протягивается на запад от р. Днепра почти до северо-западных границ УССР. На востоке она прилегает к долине р. Днепра, отграничивающей ее от Приднепровской низменности. На севере эта геоморфологическая область граничит с Полесьем. Южная граница возвышенности совпадает с южной границей обнажений докембрия Украинского кристаллического массива, прослеживающейся в направлении Каменка на Днестре, Вознесенск на Буге, Ямполь на Днестре. На западе правобережная возвышенность прилегает к предгорьям Карпат. На всем этом огромном протяжении она отличается большим разнообразием геоморфологических ландшафтов, обусловленных особенностями геологической структуры, генезисом и возрастом наложенных форм рельефа.

Приднепровская правобережная возвышенность характеризуется слабоволнистой поверхностью, на 200—308 м поднимающейся над уровнем моря. Основную черту местности составляет долинно-балочный рельеф. Водораздельные пространства сильно сужены. Склоны балок и речных долин часто усложнены выходами кристаллических пород. Верхние части склонов долин прорезаны густой сетью ветвящихся оврагов. Эти особенности весьма ярко выражены в пределах Киевского плато.

Реки имеют быстрое течение, наблюдаются пороги и иногда каньонообразные долины. Типичными в этом отношении являются реки систем Ю. Буга и Тетерева. Довольно своеобразные черты возвышенность приобретает в Приднестровье. Левобережная часть Приднестровья известна под названием Подолии, правобережная — Покутья. Долина Днестра здесь врезана на глубину около 300 м. Местность чрезвычайно изрезана, долины притоков имеют вид каньонов. Долине Днестра свойственны врезанные древние меандры, характерные для рек с энергичной глубокой эрозией. Современное русло реки также очень извилисто.

В верхнем и среднем течении р. Днестра имеется шесть хорошо выраженных террас на высотах: I — 5—7 м, II — 12—15 м, III — 18—25 м, IV — 45—50 м, V — 90—100 м, VI — 150—200 м.

Пятая и шестая террасы в рельефе выражены менее резко, чем остальные. В районе западного склона Днестровско-Бугского водораздела шестая терраса сложена песчано-галечными отложениями, в составе которых преобладает «карпатская галька», состоящая из метаморфических горных пород. Восточная граница распространения карпатской гальки, по исследованиям О. К. Каптаренко-Черноусовой (1928, 1932), проходит около сс. Свенуца, Шрамки, Воробиевка, Стрячищи, Кунаво, Колюхов, Звониха, Тавров, Зарванка, Микулинцы, Майдан Юзвинский. Установлено наличие карпатской гальки и на левом берегу р. Буга.

Характерную особенность рельефа Подолии составляют толтры или медоборы. Под этим названием на Подолии известны валы и холмы, сложенные миоценовыми известняками. Сами известняки образованы

раковинами моллюсков, верметусами и известковыми водорослями литотамний. Толтровые возвышенности занимают значительную площадь в пределах Хмельницкой области. Наиболее распространенной формой толтр являются кряжи, возвышающиеся над равниной на 63—64 м, и лишенные четвертичного покрова. Подножия их иногда бывают покрыты делювиальными плащами. Здесь часто встречаются карстовые источники. Ширина хребтов кряжей достигает 0,5 км. Отдельные их вершины имеют коническую форму. Очень часто встречаются толтры в виде холмов самых причудливых очертаний.

Толтровый рельеф свойственен северо-западной части Подольского плато между с. Сатановым и г. Каменец-Подольским. Толтры здесь образуют несколько кряжей — гряд. Главный кряж располагается на левом берегу р. Смотрич и протягивается от с. Немина на сс. Карачковцы, Крятковцы, Ивси к Сатанову. К западу от главного кряжа имеется еще несколько толтровых гряд между рр. Смотричем и Жванчином. Признаки толтрового рельефа известны также в южной части Подольского плато. Известняковые рифовые скалы выступают в бассейне р. Каменки (притока р. Днестра) у с. Хрустовая. Они имеют вид отдельных скал с очень крутыми обрывами или холмов, окруженных россыпями обломков известняка. Притоки р. Днестра в пределах толтрового кряжа текут в поперечных каньонообразных долинах с причудливыми известняковыми скалами на склонах. Сами толтры представляют собой эпигенетические образования, характерные для денудационного рельефа. Это отпрепарированные, устойчивые участки, сложенные плотными известняками — прибрежными отложениями миоценового моря. В границах толтр наблюдаются прекрасные формы поверхностного карста.

Северо-западная часть правобережной возвышенности наиболее поднята в пределах водораздела рек, стекающих на север в бассейн рр. Припяти, Иквы, Горыни, и на юг — в бассейн рр. Днестра—Збруча—Серета. Суженная и вытянутая в северо-западном направлении часть этого главного водораздела носит название Ростоцьа. В сторону Волынского мелового плато возвышенность снижается на коротком расстоянии более чем на 150 м, в связи с чем поверхность ее расчленена густой системой глубоких долин. В бассейне р. Иквы от размыва уцелели только отдельные участки водоразделов, имеющие вид останцев, наиболее ярко выраженных в окрестностях г. Кременца. Они имеют вид плосковерхих возвышенностей, ограниченных прямыми или ступенчатыми крутыми склонами. В строении останцовых гор принимает участие мел, содержащий включения многочисленных желваков кремня. Выше мела залегает слой белой глины, желтых песков, в верхней части перекрытых раковинными известняками. Наиболее высокая из останцовых гор — Бона у г. Кременца. Она поднимается до 400 м над уровнем моря.

Северо-западная часть возвышенности, в пределах Волынской области, известна под названием Волынского плато, которое по своей геологической структуре представляет плиту, в основании сложенную палеозойскими отложениями. Палеозой здесь залегает ниже базиса эрозии, поднимаясь в виде останцев лишь в отдельных пунктах, как, например, в Дубновском районе.

На палеозое лежит меловая толща, в основном и образующая рельеф. Покров из более молодых отложений, залегавших на мелу, в пределах Волынского плато, смыт. Отдельные останцы покрова третичных пород встречаются только восточнее долины р. Стыри. Денудационная поверхность меловых пород выработана в основном в эпоху днепровского (рисского) оледенения и окончательно оформлена в эпоху стояния полес-

ского (вюрмского) ледника. В строении поверхности Волынского плато большую роль играют карстовые формы рельефа. Среди них огромное распространение имеют карстовые воронки, часто заполненные водой и образующие небольшие озера. Большое разнообразие геоморфологических ландшафтов в пределах правобережной возвышенности является результатом длительного геологического развития ее рельефа, в котором нашли свое закономерное сочетание геоструктурные неровности, различные по происхождению и возрасту наложенных форм поверхности. На территории правобережной возвышенности (в пределах правобережной части Украинского кристаллического массива) по характеру поверхностных четвертичных отложений следует различать две зоны: зандровую и лёссовую.

В зандровой зоне выделяются следующие геоморфологические элементы: плато, водораздельные равнины полесского типа, речные долины с их террасами и древние сквозные (проходные) долины.

Плато, или моренное плато, располагается в районе сс. Лугины, Народичи, Малин, Чоповичи, Мотыжин, г. Коростышев и западнее г. Житомира. Отдельные островки его сохранились также в районе Хойникова, западнее Юревичей (БССР, р. Припять), в Володарско-Волынском районе и других местах.

В геологическом строении моренного плато в основном принимают участие (сверху вниз): надморенные флювиогляциальные пески, морена (валуны суглинки и глины), подморенные флювиогляциальные пески, бурые и пестрые глины и каолинистые пески полтавского яруса.

Водораздельная равнина полесского типа, которая по существу представляет собой моренную террасу, имеет слегка волнистую сглаженную поверхность. Равнинность ее нарушается речными долинами, сквозными (проходными) долинами, а также многочисленными мелкими заболоченными участками и невысокими холмами, сложенными эоловыми песками, мореной, третичными отложениями и докембрийскими кристаллическими породами. Рельеф Полесья в пределах распространения кристаллических пород очень сложный. Поверхность пород докембрия носит на себе следы ледниковой денудации. В частности, здесь резко выражено ледниковое выпаживание.

Для районов обнаженного докембрия характерен холмистый рельеф. Преобладают округлые холмы с огромными валунами на вершинах, на 10—20 м поднимающимися над окружающей местностью. Особенно интересные и живописные формы денудации кристаллических пород наблюдаются западнее г. Коростеня, в окрестностях ст. Яблонец, Анжелины, Веровки и др. Обширные пространства здесь представляют слабо заболоченную холмистую равнину. Поднятия вытянуты в виде гряд северо-западного простирания с крутым юго-восточным и пологим западным краем. Это ледниковые образования типа курчавых скал, одиночных бараньих лбов и сглаженных ледником поверхностей обнажений кристаллических пород.

Наконец, последней геоморфологической особенностью Правобережного Полесья является реликтовый холмисто-моренный ландшафт днепровского оледенения в окрестностях г. Коростышева. В бассейне р. Свинолужки наблюдается покров донной морены с характерной холмистой поверхностью. Ближе к краю днепровского оледенения донная морена постепенно сливается с фронтальной. Отдельные холмы насыпанных морен наблюдаются в Черняховском и Коростышевском районах Житомирской области. Южнее границы распространения полесских песков морена днепровского оледенения погружается под толщу лёсса и геоморфологическое значение ее уменьшается.

Водораздельная равнина полесского типа сложена (сверху вниз): надморенными флювиогляциальными песками, мореной, представленной валунными глинами, суглинками и супесями. Конечно-моренные холмы сложены валунными отложениями, достигающими 29,9 м мощности.

Зандровую зону на кристаллическом массиве пересекают отчетливо выраженные речные долины рр. Случа, Ужа, Тетерева с притоками Ирша, Ирпень и др. В долинах этих рек хорошо выражена пойма; надпойменные же террасы не имеют сплошного распространения и часто представлены отдельными останцами, уцелевшими от размыва.

Самостоятельный геоморфологический район Южного Полесья представляет собой Овручский кряж, расположенный между г. Овручем и с. Словечно. Это — возвышенность, на 60—80 м превышающая окружающие заболоченные пространства. Кряж вытянут на 50 км в широтном направлении. Ширина его от 9,6 до 17 км. Абсолютные отметки поверхности достигают 282 м.

Южные склоны кряжа — крутые, северные — пологие, постепенно сливаются с окружающими пространствами. Цоколь кряжа сложен из древних (докембрийских) кварцитов и пироксилитовых сланцев. Покровные отложения (сверху вниз): лёсс, морена днепровского оледенения, озерные лёссовидные суглинки. Поверхность кряжа ровная, платообразная, в южной части степная, вдоль северных склонов лесистая. Безлесная часть кряжа имеет типичный овражный рельеф. Овраги глубиной до 30 м развиваются чрезвычайно энергично и приносят большой вред дорогам и сельскому хозяйству.

Кроме Овручско-Словечанского кряжа, в Южном Полесье имеется еще ряд поднятий, резко выступающих среди болотистых равнин Полесья. Это Белокоровичско-Топильнянский кряж, Озернянский кряж, Гулянский кряж и др.

Лёссовая зона расположена к югу и юго-юго-востоку от зандровой. В ее пределах следует различать: плато, речные долины с их террасами и сквозные долины.

Плато занимает обширную территорию правобережной части Украинского кристаллического массива. Абсолютные отметки его поверхности достигают 300 м и больше в северной части, а в южной понижаются до 160—120 м. Возвышенное лёссовидное плато расчленено речными долинами, балками и оврагами. Правобережные реки имеют обычно неширокие долины. Они часто пересекают выступы докембрийских пород. На этих участках долины рек суживаются, часто имеют пороги и нередко приобретают каньонообразный характер. Толща четвертичных отложений на плато лёссовой зоны расчленяется мореной днепровского (рисского) оледенения на надморенную и подморенную. Надморенная часть представлена лёссово-суглинистой серией, расчлененной одной или двумя ископаемыми почвами на два или три горизонта, и флювиогляциальными отложениями; подморенная часть представлена флювиогляциальными песками и суглинками, ниже которых залегают коренные породы.

В формировании рельефа и четвертичных образований ранее описанной водораздельной равнины полесского типа, а также плато как зандровой, так и расположенной к югу от нее лёссовой гляциальной зоны, крупную роль сыграл ледник и его талые воды, отложившие основную и конечные морены, а также флювиогляциальные образования.

В пределах ледниковой (лёссовой) зоны в речных долинах наблюдаются, кроме поймы, две надпойменные террасы: песчаная или боровая и лёссовая. Кроме речных долин, здесь встречаются и сквозные долины, наибольшее количество которых приурочено к Днепровско-Бугскому водоразделу, совпадающему в своей северо-восточной части с южной

границей распространения морены днепровского оледенения, а также к полосе, прилегающей с севера и юга к этой границе. Направление сквозных долин преимущественно меридиональное и субмеридиональное, хотя встречаются сквозные долины, простирающиеся в широтном и субширотном направлениях. Особенно густая сеть подобных долин прорезает водораздел рр. Росси и Гнилого и Горного Тикичей, Росси и Ольшанки, водораздел между правыми притоками Днепра, впадающими в последний между Черкассами и Верхнеднепровском, и системами Ингула и Ингульца.

Несмотря на длительный период денудации, прошедший со времени образования сквозных долин (днепровская ледниковая эпоха), они хорошо сохранились и почти повсеместно четко выражены в рельефе водоразделов.

История развития рельефа правобережной возвышенности УССР.

На протяжении длительного промежутка времени от докембрия до мелового периода, по-видимому, эта территория представляла собой область поднятий и сноса. Во время континентальных периодов кристаллические породы подвергались интенсивному механическому и химическому выветриванию; формировалась кора выветривания. Материал сносился по древним ложбинам стока в морские водоемы, окружавшие Украинский кристаллический массив.

В меловом периоде значительные площади Украинского кристаллического массива в северной и северо-западной его части покрывались водами верхнемелового моря, о чем свидетельствуют островки верхнемеловых отложений на кристаллическом массиве, уцелевшие от размыва. Во время трансгрессии этого моря происходило разрушение коры выветривания кристаллических пород, ее перемыв, переотложение и обогащение верхнемеловых отложений тяжелыми минералами, образовавшими россыпи верхнемелового возраста.

В бучакское время значительную часть территории Украинского кристаллического массива захватила трансгрессия или, что более вероятно, ингрессия моря. Это подтверждается наличием бучакских осадков, занимающих незначительные площади. По-видимому, эти осадки отложились в результате вторжения моря в виде отдельных мелководных заливов, занимавших понижения на поверхности кристаллического массива. Эти заливы то появлялись, то исчезали. Поэтому влияние трансгрессии на рельеф было незначительным и сводилось к дальнейшей его нивелировке вследствие смыва продуктов разрушения кристаллических пород с возвышенных участков и отложения их в морских заливах.

По всей вероятности, бучакские отложения после отступления отложившего их моря подвергались сначала разрушению в континентальных условиях, а позже, при трансгрессии киевского моря, — морской абразии.

Распространение пород киевского яруса свидетельствует о том, что отложившее их море занимало большие площади, чем предыдущее бучакское. Однако киевское море, судя по его отложениям, было мелководным, как и сменившее его харьковское. Последнее занимало значительную часть описываемой территории после отступления киевского моря и поэтому отложения киевского яруса, а также непокрытые ими участки кристаллического массива при наступании харьковского моря подвергались размыву. Неровности рельефа в это время еще больше сглаживаются. После отступления харьковского моря местность становится равнинной, незначительно наклоненной от центра к периферии. Возникает новая трансгрессия моря и отложение песков полтавской свиты.

Полтавские отложения широко развиты в пределах Украинского кристаллического массива. На значительных пространствах плато они покрывают кристаллические породы и продукты их разрушения.

Нивелирование рельефа происходило также во время отложения полтавских песков, пестрых и красно-бурых глин.

Можно предположить, что под толщей осадков третичного времени (бучакских, киевских, харьковских, полтавских, сарматских и балтских) на тех участках, где кристаллические породы, подвергавшиеся выветриванию, были обогащены тяжелыми минералами, местами залегают металлоносные россыпи. Нижние горизонты осадков третичного возраста в пределах кристаллического массива также могут быть обогащены тяжелыми минералами за счет перемива металлоносной коры выветривания.

После отступления вод верхнетретичного (полтавского) моря Украинский кристаллический массив становится сушей, на которой происходит формирование красно-бурых глин, и продолжают процессы выветривания (образование дресвы и каолинов), особенно на тех участках, где кристаллические породы залегают неглубоко или выступают на дневную поверхность.

К верхнеплиоценовому времени, очевидно, следует отнести и заложение долин современных рек этого региона. Движение земной коры, а также изменение физико-географической обстановки, особенно климата, на территории юга СССР, привели к формированию речных систем. Разработка эрозионных долин рек бассейнов Ю. Буга и Днепра в глубину и ширину особенно интенсивно происходит в древнечетвертичное время, когда базис эрозии их был значительно ниже современного уровня моря. Реки прорезают толщу красно-бурых и полтавских песков и врезаются в кристаллические породы на тех участках, где они образуют глыбовые поднятия. Врезаясь в кристаллические породы, реки образуют эпигенетические каньонобразные долины прорыва.

Особенно большое преобразование рельефа происходит в среднем отделе четвертичного периода. В это время физико-географические условия описываемого района, как и всей Европы, существенно изменяются.

Климат становится более холодным; образуются огромные ледниковые покровы.

В днепровскую (рисскую) эпоху происходит и наиболее интенсивное таяние масс льда (особенно во второй половине днепровской эпохи). Днепровский ледник оставил после себя отложения морены, а также флювиогляциальных песков и суглинков, проникающих во внеледниковую область по долинам рек (бассейны Днепра и Ю. Буга).

Во внеледниковой зоне во время днепровского оледенения на плато и древнечетвертичных террасах отлагается лёсс и лёссовидные суглинки, а по долинам рек — флювиогляциальные и аллювиальные отложения, слагающие нижние горизонты третьих надпойменных террас (днепровского или рисского возраста). Следует подчеркнуть, что седиментации толщи аллювиальных песков в долинах рек благоприятствовало также и повышение базиса эрозии к концу днепровской (рисской) эпохи.

За пределами речных долин (в их бассейнах) и на древних террасах рек в днепровское время происходило накопление лёсса и лёссовидных суглинков второго яруса.

В днепровско-валдайское (рисс-вюрмское) время в связи с более интенсивным эпейрогеническим поднятием кристаллического массива, в речных долинах происходит врезание уступа третьей террасы, покрытой лёссом и лёссовидными суглинками. В валдайскую (вюрмскую) эпоху происходит формирование террас валдайского возраста в речных

долинах и наложение молодого аллювия на более древний. В это же время формируется первый ярус лёсса и лёссовидных суглинков. В послеледниковую эпоху (во время голоцена) в связи с дальнейшим эпейрогеническим поднятием кристаллического массива и одновременным увлажнением климата происходит дальнейшее формирование современных пойменных террас.

В первую половину послеледниковой эпохи продолжается врезание долин местами до коренного ложа, перебивая аллювиальных песков днепровского (рисского) возраста и частично коры выветривания. На значительных пространствах врез долин многих рек не достигает коренного ложа, и пласт аллювиальных песков днепровского возраста остается погребенным под современным аллювием поймы.

Во вторую половину послеледниковой эпохи в связи с повышением базиса эрозии и уменьшением количества атмосферных осадков на пойменных террасах формируется толща современных аллювиальных речных илистых суглинков серого и сизовато-серого цвета, частично заторфованных.

Приазовье. Особенный интерес с геоморфологической точки зрения представляет территория расположенная между Донецким кряжем на севере, Азовским морем на юге, р. Молочной на западе и р. Миусом на востоке — область распространения кристаллических пород Приазовского массива. Генетически — это вторичная равнина, особенности рельефа которой в основном обусловлены формами денудации кристаллических пород. Гипсометрически Приазовье представляет собой плато. Поверхность его сильно расчлененная, волнистая, слабо наклоненная в сторону Азовского моря. Наиболее возвышенная водораздельная часть плато, протягивающаяся в широком направлении вдоль железной дороги Волноваха — Токмак, поднимается более чем на 300 м над уровнем моря. Над общим уровнем поверхности плато резко выступают отдельные вершины — Каменная Могила, Корсак-Могила, Токмак-Могила и среди них наивысшая точка Приазовья — Бельмак-Могила (327 м).

Речные долины, особенно в верхней части течения рек, глубоко врезаны, часто имеют вид каньонов или ограничены крутыми склонами. Морфология как речных долин, так и водораздельных пространств Приазовья обусловлена геологическим строением и составом горных пород. В водораздельной части плато кристаллические породы выступают на дневную поверхность. В районе распространения крупнозернистых гранитов обнажения имеют вид округлых возвышенностей, гребней из округлых отдельностей и скал самых причудливых очертаний, усложненных разнообразными формами выветривания. Эти особенности рельефа очень ярко выражены в бассейне р. Дубовки, в районе с. Игнатьевки. На запад от этого района простирается каменистая волнистая степь, над которой поднимаются острые вершины «каменных могил». Геоморфология «могил» также неоднородна. Очертания их склонов, характер элювия, окраска его и покрывающая растительность меняются в зависимости от состава слагающих пород.

На южных склонах Приазовского плато, в районах распространения щелочных гранитов и сиенитов, широко развиты делювиальные плащи и элювий кристаллических пород. Речные долины здесь врезаны на большую глубину и ограничены крутыми скалистыми склонами. Течение рек быстрое и в них наблюдаются пороги и водопады. Южнее области развития щелочных гранитов докембрийские породы погружаются на значительную глубину под горизонтально-слоистую осадочную толщу. Водоразделы здесь становятся плоскими, приобретают вид совершенно ровной степи. Строение речных долин южной части Приазовского плато слож-

ное. Врезанные на большую глубину и сильно расширенные они не соответствуют размерам протекающих в них небольших рек. Руслу последних блуждают по широкому дну долин. Коренные склоны часто усложнены обнажениями сарматских и понтических известняков, образующих отдельные карнизы или широкие сглаженные поверхности денудационных террас. Последние широко развиты на склонах речных долин на всем Приазовье от Перекопской степи до Дона. Характерную особенность речных долин Приазовья составляют также три ступени аккумулятивных террас, верхняя из которых сложена древнечетвертными эвксинскими галечниками.

Характерной особенностью геоморфологии Приазовского плато являются остатки палеовулканического ландшафта, наблюдаемые между балкой Камышевахой и с. Николаевкой. В этом небольшом районе наблюдаются вулканогенные формы, связанные с излияниями базальта; поверхность самого покрова совпадает с поверхностью плато.

Причерноморская низменность. Причерноморская низменная равнина как геоморфологическая область, соответствует Причерноморской впадине, как геоструктурному региону. Северная граница низменности совпадает с южной границей обнажений пород Украинского кристаллического массива. На юге равнина ограничена побережьем Черного моря Сиваша и Азовского моря. Поверхность Причерноморской низменности наклонена в южном направлении соответственно падению пластов рельефообразующих пород. Наиболее приподнята северная часть низменности. Отметки поверхности ее у южного края обнажений кристаллических пород не превышают 160 м над уровнем моря. У южного края равнины обрывы ее к морю не превышают 40 м.

Общую особенность поверхности Причерноморской низменности составляет долинно-балочный рельеф. В ее пределах главные долины консеквентных рек вытянуты с севера на юг. Для речных долин, независимо от их размера, характерны врезанные меандры; дно долин усложняют многочисленные блуждающие меандры медленно текущих в пределах равнины рек. Все долины Причерноморской впадины переглублены по сравнению с современным положением базиса эрозии. Благодаря этому низовья большинства рек затоплены морем и образуют глубоко вдающиеся в сушу лиманы, составляющие характерную особенность ландшафта Причерноморья. В строении поверхности равнины большую роль играет состав пород, обнажающихся на склонах речных долин и на морском побережье. Перемежающееся залегание пород различной устойчивости обуславливает развитие в Причерноморье денудационных структурных террас. Основное значение в этом случае имеет толща понтического известняка. В верхних частях склонов речных долин известняк слагает невысокие скалы и карнизы, тянущиеся вдоль долин на большое расстояние. Такие же скалы понтического известняка встречаются вдоль побережья Черного моря. Там, где склоны речных долин усложнены оползнями, глыбы понтических известняков образуют хаотические нагромождения и трудно доступные оползневые террасы.

Черное море на участке от устья Дуная до устья Днепровского лимана имеет ровные, местами вторично выровненные берега. Последние наблюдаются там, где древние морские заливы-лиманы ограничены от моря участками намывной суши — пересыпями.

В общем ровный берег состоит из изгибов параболической формы, выпуклостями своими вдающихся в сушу и отделенных друг от друга небольшими мысами. Эти особенности берега свидетельствуют о его абразионном происхождении. На всем этом протяжении и далее до устья

Бугского лимана берег круто обрывается к морю. Во многих местах оползни, усложняющие строение склонов, спускаются прямо в море. У подножья обрывов на всем этом участке протягивается узенькая полоска песчано-галечникового или каменистого пляжа.

Во время сильного ветра море затопляет пляж и энергично размывает берега, вымывая у подножья обрывов глубокие волноприбойные ниши. Прибрежная часть морского дна представляет волноприбойную террасу, в пределах которой морские глубины нарастают очень постепенно.

Восточнее устья Днепровского лимана строение береговой линии Черного моря сильно усложняется. На всем протяжении от Днепра до восточного побережья Каркинитского залива протянулись изрезанные берега, изобилующие небольшими заливами и бухтами. Очертания мысов местами сильно изменены наращенными на них песчаными косами, часто затрудняющими вход в бухту. Вдоль всего южного края Каркинитский полуостров имеет вторично выровненные берега. Здесь протянулась система намывных островов — кос, наиболее крупные из которых Тендра и Джарылгач. Это узкие полосы песчаной суши, протягивающиеся в широтном направлении более чем на 150 км.

Северное побережье Азовского моря несколько отличается от Черноморского. Здесь, с востока на запад, располагаются пять кос: Кривая, Белосарайская, Бердянская, Обиточная и Федотова (с островом Бирючим). В строении кос участвуют песчаные наносы Азовского моря и ракушняки. Поверхность их усложнена эоловыми нагромождениями песков. Между косами берег Азовского моря очень круто обрывается к морю. Подножье обрывов несет многочисленные следы морского прибоя в виде различных ниш, прибойных террас и др. Узкая полоса пляжа во время нагонных ветров заливается водой. Прибрежная часть моря очень мелка. Глубины нарастают медленно и у крутых берегов на расстоянии сотен метров от берега изменяются на сантиметры. Дно моря сложено лёссом и представляет собой абразионную поверхность. В частности, вся восточная суженная часть Азовского моря представляет собой расширенную морской абразией долину р. Дона или Донской лиман.

Лиманы северного побережья Черного и Азовского морей представляют собой сложные образования. Глубина лиманов изменчива и вообще довольно велика. Как показали измерения Хаджибейского и Тилигульского лиманов, глубины их местами превышают 13 м. Берега лиманов асимметричны: правые — высокие и крутые, а левые — пониженные и пологие. Вдоль крутых западин берегов лиманов развиты грандиозные оползни и большие оползневые террасы. Вдоль восточных — древние лиманно-морские террасы.

Тождественное с лиманами происхождение имеет Гнилое море, или Сиваш. Это лабиринт из заливов и соленых озер, отделенных от Азовского моря узкой полосой суши — Арабатской стрелкой. Образовался Сиваш в результате затопления морем долин и балок. Контуры балок сильно изменены морской абразией. Само Гнилое море занимает область погружения в Перекопском перешейке.

В пределах Причерноморской впадины выделяются: плато, морские террасы и речные долины с их террасами.

Плато занимает обширные пространства между долинами рр. Молочная, Днепр с притоком Ингулец, Ю. Буг с притоком Ингул, Днестр и ряда более мелких рек, впадающих в Черное и Азовское моря. Плато сложено четырех- и трехъярусной лёссо-суглинистой толщей мощностью до 25, а иногда и до 48 м, подстилаемой красно-бурыми глинами. Ниже красно-бурых глин лежат отложения неогена, представленные преимущественно известняками.

Значительную роль в геоморфологии Причерноморской низменной равнины играют древние морские террасы. Они не пользуются сплошным распространением, а встречаются на отдельных участках.

В. Г. Бондарчук выделил в пределах Причерноморья следующие террасовые уровни (Бондарчук, 1934б): куяльницкий (40 м), эвксинский (28—30 м), карангатский (3—5 м) и современный (1,5—2 м).

Куяльницкая терраса хорошо прослеживается и документально устанавливается у с. Крыжановки на северном берегу Одесского залива и вдоль северного побережья Азовского моря, западнее г. Жданова, где поверхность ее расположена на высоте около 40 м над уровнем моря. На остальных участках Причерноморья можно предполагать, что к куяльницкому времени относится образование верхнего излома топографической поверхности на склонах речных долин.

На левобережье р. Днепра, к югу от района плато, по данным П. К. Замория, расположены две морские верхнеплиоценовые террасы: древняя и молодая. Граница древней верхнеплиоценовой (куяльницкой) террасы на левобережье р. Днепра проходит (с запада на восток) от окрестностей с. Шабы, южнее Голой Пристани, севернее с. Большая Копань и далее на восток через сс. Ново-Дудчино, Елизаветовку, Чехоград и Семеновку (на правом берегу р. Молочной, севернее г. Мелитополя).

Абсолютные отметки древней верхнеплиоценовой террасы колеблются от 38 до 50 м, молодой верхнеплиоценовой террасы — от 14 до 38 м, причем отметки как на древней, так и на молодой верхнеплиоценовой террасе постепенно понижаются с севера на юг.

В геологическом строении террас принимает участие трех- и четырехъярусная лёссово-суглинистая толща, подстилаемая на древней куяльницкой террасе красно-бурыми глинами, ниже которых лежат верхнеплиоценовые песчаные и песчано-глинистые осадки; на молодой верхнеплиоценовой террасе (чаудинской?) красно-бурые глины под лёссом не встречены; лёссово-суглинистая толща подстилается верхнеплиоценовыми песчаными отложениями, залегающими на более древних осадках неогена. Общая мощность четвертичных отложений в районе верхнеплиоценовых террас достигает 26 м и более.

Поверхность этих террас представляет собой однообразную, почти горизонтальную, с едва заметным уклоном к югу, степную равнину, не имеющую стока к морю. Эта степная равнина испещрена многочисленными плоскодонными, замкнутыми впадинами, так называемыми подами, имеющими различные размеры (от 0,2 км до нескольких километров в диаметре, глубину от 0,5 до 14 м) и различную форму.

Наиболее крупными подами являются Агайманский, Зеленый, Черная Долина, урочище Круглое, Большой Чапли, Малый Чапли, Томакли, Великий и Сугоклей.

Зеленый под имеет большие размеры и значительную глубину (до 10—14 м) с хорошо выраженными склонами, в рельефе которых слабо заметна так называемая подовая терраса, возвышающаяся над донной частью на 1—1,5 м. Подовые террасы наблюдаются отдельными участками в подах Большой Чапли, Малый Чапли, Великий, Агайманский и Томакли. Неглубокие поды имеют очень пологие склоны, незаметно переходящие в степную равнину. Некоторые из них настолько слабо выражены в рельефе, что их трудно сразу установить среди монотонной равнины. Поды в большинстве случаев заболочены.

Интересно отметить, что при просмотре 3-верстной военно-топографической карты отчетливо вырисовывается группировка подов в полосы, вытянутые с северо-запада на юго-восток. Подобное расположение подов

в виде вытянутых полос приводит к мысли, что поды, возможно, являются остатками длинных заливов верхнетретичного моря (верхнеплиоценового), которое при отступании оставило указанные полосы подов.

На поверхности верхнеплиоценовых террас встречаются сравнительно небольшие степные балки: Каштанак впадающая в Зеленый под, Журавлиная, впадающая в под Черная Долина, Читинчи (именуемая на карте рекой), впадающая в обширный Агайманский под, и др. Балки эти неглубокие, с очень пологими склонами, незаметно сливающимися с ровной поверхностью террасы.

Следует отметить, что верхнеплиоценовая (куяльницкая) терраса прослеживается также на побережье Днепровского, Бугского, Куюльницкого и Днестровского лиманов. Древнеэвксинская (каспийская) терраса прослеживается на побережье Азовского моря, Сиваша и северо-западной части Черноморского побережья (между Дунаем и Днестровским лиманом). В районе Сиваша, по мнению К. И. Макова и Г. И. Молявко (1940), в древнеэвксинское время существовал узкий пролив, соединявший Черное и Азовское моря.

По сообщению В. Г. Бондарчука, на всем протяжении от Дуная до Дона эвксинская терраса далеко заходит в долины рек. Наиболее ярко терраса и ее тыловой край представлены на участках между Хаджибейским и Куюльницким лиманами у г. Одессы, между Бугским и Днепровскими лиманами, в Перекопской степи и вдоль северного побережья Азовского моря. В основании террасовой толщи залегают песчано-глинистые или песчано-галечные отложения с многочисленными остатками *Vivipara diluviana* Kuntz и с *Didacna crassa* Eichw. Пресноводные и солоновато-водные эвксинские отложения прикрыты толщей лёссовидных пород.

Распространение второй карангатской морской террасы Причерноморья меньше по сравнению с эвксинской. Прослеживается она отдельными, уцелевшими от размыва, участками. Наиболее четко она прослежена на пересыпях и в долинах лиманов. Вверх по течению рек карангатская терраса постепенно сливается со второй, песчаной, полесской или вюрмской террасой. В строении ее принимают участие песчано-глинистые осадки и ракушечники с многочисленными раковинами *Cardium tuberculatum*, *Venus gallina* и др. На побережьях лиманов и в долинах рек на карангатских отложениях часто залегает покров лёссовидных суглинков.

Новоэвксинские отложения распространены в районе Хаджибейского лимана и песчано-ракушечной пересыпи Молочного лимана. Современные лиманно-морские (песчано-ракушечные) отложения нередко образуют косы, пересыпи и острова.

Поверхность Причерноморской впадины изрезана долинами рек, впадающих в Черное и Азовское моря. Наиболее крупными реками являются: Молочная, Днепр, Ю. Буг, Днестр. Устьевые части большинства рек затоплены морем и образуют лиманы.

Река Молочная течет почти в меридиональном направлении, имеет хорошо разработанную долину и впадает в Молочный лиман, отделенный от Азовского моря песчано-ракушечной пересыпью. Берега р. Молочной и Молочного лимана асимметричны: правый — высокий и крутой, а левый — низкий, с очень пологими склонами. В долине р. Молочной хорошо развиты четыре террасы — пойменная и три надпойменных. Надпойменные террасы развиты преимущественно на левом берегу.

Река Днепр имеет хорошо разработанную долину, в которой от г. Запорожья до устья выделяется два участка со своеобразными геоморфологическими чертами. Первый участок от г. Запорожья до г. Ка-

ховки характеризуется наличием террас с хорошо выраженными в рельефе уступами. На втором участке от г. Каховки до устья р. Днепра высотное соотношение террас в результате тектонических движений (главным образом эпейрогенических опусканий) резко нарушено (Заморий, 1950). Здесь поверхность молодой песчаной террасы имеет более высокие отметки, чем поверхность более древней террасы, покрытой лёссовидными суглинками и супесями.

На первом участке И. А. Лепикаш (1937) выделяет в долине Днепра следующие террасы: пойму, первую, вторую, третью и четвертую надпойменные террасы.

Пойма р. Днепра сложена аллювиальными песками, илистыми суглинками и илами, иногда торфянистыми и лиманно-морскими песчаными и илистыми осадками, переслаивающимися между собой. Ниже залегают неогеновые отложения.

Первая надпойменная терраса сложена с поверхности золотыми песками, подстилаемыми песчаными и песчано-глинистыми аллювиальными отложениями. Небольшие участки ее сохранились у с. Малая Знаменка, между сс. Водяным и Ивановским, в урочище Кучугуры и др.

Вторая надпойменная терраса возвышается на 7—8 м над уровнем реки и спорадически развита по обоим берегам Днепра. Подошва слагающего ее аллювия лежит на отрицательных отметках; покрыта терраса одним ярусом лёсса мощностью в 2—4 м.

Третья надпойменная терраса прослеживается на правом берегу р. Днепра выше с. Беленького; она сложена аллювием, на котором залегают лёсс и лёссовидные суглинки мощностью 3—4, реже до 5 м, с ископаемой почвой в нижней части разреза.

Четвертая надпойменная терраса, или Никопольская, хорошо развита на правом берегу р. Днепра и достигает 14 км ширины. Следует отметить, что островки древнечетвертичной аллювиальной террасы развиты и на левом берегу Днепра близ с. Горностаевки, южнее балки Долгой Каирки и в 2 км к югу от с. Западные Каиры. Вдоль левого берега реки наблюдаются узкие денудационные (структурные) террасы, а также развиты оползни и оползневые террасы.

На втором участке — от г. Каховки до устья — террасы занимают обширную территорию по левобережью. Этот район В. И. Крокос и П. И. Луцкий (1929) предложили назвать «дельтовой террасой древнего Днепра».

На основании геоморфологического и геологического изучения в пределах левобережья Нижнего Днепра можно выделить (кроме поймы): первую надпойменную — нижнюю террасу (песчаную), вторую надпойменную — среднюю террасу, покрытую лёссовидными суглинками и супесями, и третью надпойменную — верхнюю террасу (лёссовую). Более древняя терраса (древнечетвертичная) в этом районе, очевидно, погребена вследствие эпейрогенического опускания этого участка суши.

Первая надпойменная (нижняя — песчаная) терраса Днепра прилегла к пойме левого берега и состоит из шести больших песчаных массивов, а именно: Основянского, Казаче-Лагерского, Алешковского, Збурьевского, Ивановского и Челбасского. Первые пять массивов вытянуты вдоль долины р. Днепра, шестой (Челбасский) расположен на юго-юго-западе от Алешковского массива. Перечисленные песчаные поля сложены с поверхности золотыми (дюнными) песками, переходящими на той или иной глубине в слоистые аллювиальные пески и суглинки.

Вторая надпойменная (средняя) терраса занимает значительную часть территории левобережья Нижнего Днепра. Поверхность этой террасы — равнинно-волнистая, имеет заметный уклон как с севера на юг,

так и с северо-востока на юго-запад. Сложена она лёссовидными суглинками и супесями аллювиального происхождения, которые подстилаются толщей аллювиальных песков и суглинков; ниже залегают неогеновые отложения.

Третья надпойменная (верхняя) терраса р. Днепра (лёссовая) развита на двух участках, разъединенных значительным понижением (лощиной), которое освободилось от вод реки позже, чем первые два участка. Это понижение указывает на значительный размыв, который произошел здесь в четвертичном периоде. Терраса сложена двумя горизонтами лёсса, ниже которых залегают аллювиальные песчаные и песчано-глинистые отложения, подстилаемые осадками верхнего плиоцена.

В долине р. Ю. Буга, от Ново-Бугских хуторов до Бугского лимана наблюдаются пойменная и четыре надпойменные террасы. Они не имеют сплошного распространения в долине и наблюдаются только на отдельных ее участках. Часть долины р. Ю. Буга (от Новой Одессы до Днепровского лимана) затоплена морскими водами и образует дно Бугского лимана. В недалеком прошлом на месте Бугского лимана существовала заболоченная пойма реки, которая в результате опускания местности была затоплена водами моря.

Песчаная или первая надлуговая терраса р. Буга прослеживается между сс. Октябрьским и Кисляковкой на протяжении около 15 км. Эта терраса сложена песчаными аллювиальными отложениями, частично переработанными ветрами в верхних их горизонтах.

Вторая надпойменная терраса прослеживается в долине Ю. Буга близ г. Вознесенска и с. Александровки и в районах сс. Покровки, Ковалевки, Песковки, г. Николаева и с. Октябрьского. Сложена она одним горизонтом лёсса мощностью от 1 до 4 м и подстилающими аллювиальными отложениями мощностью от 2 до 15 м.

Третья надпойменная терраса в долине Ю. Буга наблюдается на правом берегу от с. Покровского до с. Ковалевки. Поверхность ее слабоволнистая, наклонена в сторону второй надпойменной террасы. Сложена она двумя горизонтами лёсса, подстилаемыми аллювиальными отложениями мощностью до 18 м.

Четвертая надпойменная (древнечетвертичная) терраса сохранилась на левом высоком берегу Бугского лимана между сс. Ефимовкой и Кисляковкой. В ее строении принимают участие трехъярусная лёссовая толща (около 10 м) и древнечетвертичные аллювиальные отложения, представленные песками и песчанистыми суглинками с прослойками песка. На правом берегу Бугского лимана (в окрестностях с. Парутино) наблюдается высокая терраса (парутинская), которая сложена полной четырехъярусной лёссовой серией, подстилаемой красно-бурыми глинами; ниже глин залегают речные гравийные пески, очевидно верхнеплиоценового возраста.

В долине р. Днестра в пределах Причерноморской впадины можно выделить: пойму, первую надпойменную, вторую надпойменную, третью надпойменную, четвертую надпойменную и пятую надпойменную террасы¹.

Пойма реки очень широкая, особенно в низовье, и русло сильно меандрирует. Здесь часто образуются озера, рукава, старицы. Характерной особенностью поймы Днестра является наличие плавней в виде широкого заболоченного пространства. Образование плавней связано с современным эпейрогеническим опусканием северной части Черно-

¹ Описание террас Днестра дано в основном по Л. Ф. Лунсгерсгаузену.

морского побережья. На побережье Днестровского лимана пойма отсутствует по той же причине.

В строении поймы (окрестности с. Маячки) принимают участие слоистые аллювиальные отложения: илы, глинистые пески, глины, пески разнозернистые с мелкими гальками и гравием. Мощность этих отложений (по скважинам) около 17 м.

Первая надпойменная терраса (парканская) встречается отдельными островками, уцелевшими от размыва. Встречена она у с. Паркан и между сс. Страбургом и Баденом; на последнем участке она вытянута узкой полосой и с востока ограничена уступом более древней террасы. Парканская терраса незначительно приподнята над поймой, а часть ее даже затоплена благодаря эпейрогеническому опусканию, продолжающемуся и в настоящее время. Сложена она аллювиальными слоистыми песками послеледникового возраста.

Вторая надпойменная (слободзейская) терраса появляется у с. Паркан и тянется в виде узкой полосы к хут. Закрепостному, где она внезапно выклинивается, упираясь в уступ четвертой надпойменной (тираспольской) террасы. Высота слободзейской террасы здесь не более 25 м. Островок этой террасы наблюдается у с. Сукми. Хорошо развита она у сс. Слободзеи и Чобурчей, где ширина ее достигает 4 км.

Третья надпойменная (григориопольская) терраса широкого распространения не имеет. По данным Л. Ф. Лунгерсгаузена (1939в), эта терраса создана в аккумулятивную фазу рисского (днепровского) интерстадиала.

Четвертая надпойменная терраса (тираспольская) появляется в низовьях балки Комаровой, откуда постепенно расширяющейся полосой протягивается к восточной окраине с. Паркан, затем поворачивает на восток и через хут. Закрепостной (севернее его) идет к г. Тирасполю, занимая низовья безымянной балки, идущей параллельно, но западнее Суклейской балки. Терраса поднимается над уровнем реки на 25—27 м. Сложена она лёссово-суглинистой толщей, подстилаемой древними речными аллювиальными отложениями.

Пятая надпойменная (колкотовская) терраса наиболее древняя и высокая. Она непосредственно прилегает к Кучурганскому плато. Эта терраса сложена, по данным Л. Ф. Лунгерсгаузена (1939в), гюнцскими флювиогляциальными щебнями. Аллювиальная толща террасы содержит фауну моллюсков и млекопитающих, позволяющую отнести ее к первому европейскому интергляциалу. Цоколь этой террасы в Подольском Приднестровье поднят на высоту 90—110 м над уровнем реки, так что общая высота поверхности достигает 110—130 м.

Приведенные выше данные показывают, что в районе Причерноморской низменности хорошо выражены речные долины с их террасами. Формирование долин происходило в плиocene и четвертичном периоде. Оно тесно связано с геологической историей развития описываемого района и движениями земной коры, имеющими в этом районе дифференцированный характер.

Аллювий речных террас формировался за счет размыва осадочных пород и сноса материала с кристаллического массива УССР, кора выветривания которого обогащена тяжелыми минералами. В пределах Причерноморской низменности аллювиальные отложения рек, особенно северных их участков, непосредственно прилегающих к кристаллическому массиву, местами содержат россыпные месторождения ильменита, лейкоксена, циркона, ставролита, граната и др. Этими же минералами обогащены песчаные, песчано-галечные и песчано-ракушечные отложения побережья Черного и Азовского морей.

Присутствие тяжелых минералов в толще аллювиальных отложений речных долин, а также в прибрежных морских отложениях четвертичного и третичного возраста в пределах Причерноморской низменности представляет значительный интерес и требует организации поисковых и разведочных работ с целью выявления промышленных россыпей.

Россыпные месторождения в районе Причерноморской низменности связаны с четвертичными, неогеновыми и более древними отложениями. Среди четвертичных россыпей следует различать: аллювиальные и морские россыпи.

Аллювиальные россыпи распространены в речных долинах бассейнов Днестра, Ю. Буга, Днепра и других рек, протекающих по Причерноморской низменности. По возрасту эти россыпи относятся к древнему, среднему, новому и современному отделам четвертичной системы.

Морские россыпи тяжелых минералов распространены на побережьях Черного и Азовского морей и связаны с морскими террасами, песчано-ракушечными образованиями кос и пересыпей.

Промышленные россыпи приурочены к толще древнеэвксинских (древнечетвертичных) и современных морских отложений. Кроме того, вполне вероятно наличие и древних морских россыпей (третичного и более древнего возраста), особенно в северной части низменности, прилегающей к Украинскому кристаллическому массиву.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Подводя итоги изучению территории УССР, следует в общих чертах восстановить ее геологическую историю. Основные особенности геологического развития отдельных частей или всей Украины за определенные отрезки времени отражены в статьях настоящего тома (Н. П. Семененко, Е. О. Новик, О. К. Каптаренко-Черноусова, П. Л. Шульга, Н. Ф. Балуховский, Г. И. Молякко, В. И. Славин, И. М. Ямниченко и др.). Мощности осадочных толщ, накопившихся в ходе геологической истории Украины, характеризуются следующими величинами (максимальными) для различных формаций:

докембрийская	20 км (?)	
острожская серия	1,25 "	
кембрийская и силурийская	1,06 "	
девонская	3,3 "	
каменноугольная	1,2* "	10,4* км ³
пермская и триасовая	0,8 "	3,4 км ³
юрская	2,1 "	
меловая	1,3 "	
третичная	1,5 "	

Общая максимальная мощность осадочных толщ всех геологических формаций на территории УССР (без Карпат) не превышает 45 км, учитывая суммарную мощность осадков Донбасса и его окраин. Вследствие неравномерности накопления осадков и неоднократных размывов и перестроений в отдельно взятой точке суммарная мощность осадков вряд ли превышает 15—25 км. Если же взять все накопившиеся отложения, начиная с палеозоя, то мощность их в отдельной точке Днепровско-Донецкой впадины не превысит пяти, а на западных окраинах Донбасса 9 км.

Надо отметить, что мощность осадков докембрия (20 км) принята в значительной мере условно. Она складывается из следующих величин.

Мощность овручской серии	до 2 км
„ верхнего отдела саксаганской серии	до 2 „
„ нижнего и среднего отдела саксаганской серии	0,5—1,5 „
„ серии метабазитов	2—3 „
„ ингулецкой гнейсовой серии	до 4 „
„ гнейсовых серий нижнего архея (принята условно)	до 8 „

Абсолютный возраст самых древних образований УССР определяется в 2,3—2,8 миллиарда лет — это наибольшие значения из всех известных определений абсолютного возраста в СССР.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ

Представление о древнейших архейских образованиях как о первичной расплавленной земной коре не находит подтверждения в свете деталь-

* Днепровско-Донецкая впадина.

** Складчатый Донбасс и Бахмутская котловина.

ных исследований состава и структуры Украинского кристаллического массива. Эти образования представляют собой нормальные глубоко метаморфизованные осадочные толщи пород, интродированные магматическими массами, внедрившимися в связи с тектоническими процессами, которые обусловили закономерное размещение интрузий в определенных структурах. В эпоху верхнего архея проходило отложение мощных толщ глинистых и глинисто-мергелистых осадков, излияние основных лав, отложение железисто-кремнистых хемогенных осадков. Сравнительно подчиненным развитием пользовались песчанистые, известковистые и углистые осадки.

В накоплении верхнеархейских толщ неоднократно отмечаются перерывы и размывы: после отложения пород ингулецкой гнейсовой серии, после излияния основных лав, после образования пластов средней железорудной свиты саксаганской серии.

При отложении пород саксаганской серии происходило накопление огромных масс железа, которые в процессе последующих изменений образовали залежи богатых железных руд.

Толща пород верхнего архея относится к отложениям геосинклинального типа. Железистые породы составляют только незначительную часть осадков верхнего архея, которые накапливались, по-видимому, в обширной геосинклинали. Контуры этой геосинклинали выходят далеко за пределы территории Украины. Они прослеживаются в центральной части Украинского кристаллического массива и далее, погружаясь в Днепроовско-Донецкую впадину, снова выходят на Русской платформе в районе Курской магнитной аномалии, протягиваясь более чем на 1000 км.

Общая суммарная мощность толщ верхнего архея составляет около 10 км, хотя мощность отложений в отдельно взятой точке нигде не достигает этой величины.

Моря архейской эры имели, по-видимому, существенные геохимические отличия. Так, например в докембрийских толщах наблюдается сравнительно небольшое количество карбонатных осадков и они в основном являются кальциево-магнезиальными; полностью отсутствуют галогенные образования. В то же время среда морских бассейнов была благоприятной для отложения и накопления хемогенных кремнисто-железистых осадков, представленных теперь тонкополосчатыми джеспилитами, железистыми кварцитами и роговиками. Отложение хемогенных железистых осадков происходило как в виде гидратов окислов железа, представленных ныне гематитом, так и в виде карбоната железа — сидерита и силикатов железа — шамозита и тюрингита. Чередование этих слоев свидетельствует о частой, ритмической смене окислительно-восстановительного потенциала бассейна.

Образование этой своеобразной железисто-магнезиально-кремнистой серии связано, по-видимому, с подводной деятельностью вулканов в подвижной зоне геосинклинального характера. Подобного рода процессы образования хемогенных кремнисто-сланцевых толщ наблюдаются и в палеозойских геосинклиналях, однако здесь эти процессы приводят к отложению кремнисто-марганцевых пород. В послепротерозойское время уже нигде не происходит отложение кремнисто-железисто-сланцевых толщ. Это, вероятно, объясняется иным составом морских вод докембрия, главным образом меньшей их соленостью и повышенным содержанием углекислоты. Осадочные породы докембрия многократно интродированы и обильно инъецированы магмой, преимущественно гранитного состава, в связи с чем собственно осадочный субстрат составляет не более 20—30% от общего состава пород.

Эпоха образования пород овручской серии, относящаяся уже к протерозойской эре, характеризуется накоплением песчано-глинистых толщ, в нижней части которых также встречаются вулканогенные образования. Среди пород этой серии отмечены многочисленные прослои конгломератов, что свидетельствует о перерывах в осадконакоплении. Овручские образования сохранились только на Волыни в северо-западной части Украинского кристаллического массива.

В докембрии выделяются три эпохи длительного существования морских бассейнов и соответственно три формации осадочных пород, входящие в состав кристаллического массива и слагающие складчато-интрузивные системы. Древнейшая складчато-интрузивная система — бугско-днепровская — отличается преобладанием северо-западных простираний, соответствующих протяжению кристаллического массива. В следующую за ней фазу тектогенеза сформировалась саксаганская складчато-интрузивная система, слагающая центральную часть Украинского кристаллического массива, в меридиональном направлении пересекающая весь кристаллический массив и затем уходящая в пределы Днепровско-Донецкой впадины. Складки наиболее молодой волынской системы имеют преимущественно почти широтное северо-восточное простирание. Дислокации, связанные с формированием этой системы, накладываются на ранее образовавшиеся структуры, пересекают и деформируют их, в результате чего в кристаллическом массиве местами возникает сложная, как бы решетчатая, структура.

Характерно, что новые дислокации не повторяют направлений старых систем, а их пересекают, создавая каждый раз новую тектоническую планировку. Явлений унаследованности старых структур не наблюдается; каждый крупный цикл создания новых геологических формирований здесь характеризуется совершенно обособленным расположением структур, не связанным с предыдущей архитектурой.

В литературе распространено представление о том, что глыбы, сформированные архейским диастрофизмом, были в конце архея и в протерозое спаяны в единое целое саксаганской и карельской складчатостями. Материалы, приведенные в настоящем томе, показывают, что при возникновении новой геосинклинальной области происходит не соединение или спаивание разобщенных глыб, а наоборот, расколы и деформации древних складчатых систем, представлявших ранее единое целое. Вместо гипотезы горизонтального разрастания складчатых зон вокруг платформ, предложенной Кобером и поддерживаемой рядом других авторов, и представления о глыбах, которые последовательно были спаяны в жесткие платформы, строение земной коры следует представлять как многоярусное складчатое сооружение, последовательно нарастающее по вертикали, где ярусы складчатости накладываются один на другой в ходе геологической истории.

После дислокаций и интрузий, которыми ознаменовался конец протерозоя, окончательно сформировалось сложное, складчатое кристаллическое основание южной части Русской платформы, при этом кристаллические метаморфизованные породы были приподняты и длительное время подвергались денудации и выветриванию. Лишь в районах, примыкающих с запада и юго-запада к Украинскому кристаллическому массиву, в пределах Одесско-Брестской плиты происходило накопление континентальных и прибрежных осадков, преимущественно псаммитов. Эти отложения занимают промежуточное положение между протерозоем (овручской серией) и кембрием. К ним относится проблематическая толща, получившая название острожской серии или свиты. Породы острожской серии известны в районе рр. Горыни и Случи; они залегают

непосредственно под нижним кембрием и представлены песчано-глинистыми отложениями, которые в средней части серии переслаиваются с эффузивами и туфами. Эффузивные породы представлены палеобазальтами, спилитами, трахидолеритами и др.

Осадки острожской серии покрывают кристаллический фундамент и унаследуют все его неровности. Наибольшая мощность этих пород зафиксирована в районе г. Ровно, минимальная (20—30 м) в районе Могилев-Подольского на Днестре. По мнению П. Л. Шульги, породы острожской серии относятся к рифею; абсолютный возраст базальтов рифея определен в 456 млн. лет. Тектонические движения острожского (рифейского?) времени характеризуются образованием разломов, которые пересекают кристаллический фундамент, но не прослеживаются в вышележащих кембрийских образованиях. Формирование разломов и приуроченные к ним вулканические процессы являются последним проявлением верхнепротерозойского (?) диастрофизма и вместе с тем знаменует начало новой палеозойской эры в развитии земли.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЯ

В течение кембрийского периода имела место значительная трансгрессия моря, проявившаяся на территории юго-западного склона Украинского кристаллического массива и в пределах Волыно-Подольской плиты. В начале кембрия Одесско-Брестская плита покрылась морем, которое последовательно занимало отдельные участки плиты в продольном кембрия и силура. Область размыва располагалась на северо-востоке, в пределах сводового поднятия. Нижнекембрийское море было неглубоким, осадки его представлены песчано-глинистой свитой, содержащей фосфориты и битуминозные сланцы; мощность нижнекембрийских пород 130—233 м. В конце нижнекембрийской эпохи на рассматриваемой территории произошли поднятия, что выразилось накоплением пестроцветов в верхах нижнего кембрия. Поднятия эти продолжались и далее; в среднекембрийское время некоторое опускание и накопление осадков происходило только в Западной Волини, где отложилась толща белых и светло-серых косослоистых глинистых песчаников мощностью 12—92 м. Фации среднего кембрия Волыно-Подольской плиты аналогичны фациям Польского Среднегорья, где средний кембрий (по Я. Чарноцкому) также сложен светло-серыми и белыми песчаниками. В верхнем кембрии продолжалось опускание западной части Волини. Осадки верхнекембрийского моря представлены здесь мелководными терригенными образованиями — частым чередованием песчаников и алевролитов; местами породы содержат примесь глауконита. Мощность верхнего кембрия 160—165 м.

Средняя и южная части Одесско-Брестской плиты в течение среднего и верхнего кембрия представляли собой сушу. К самому концу кембрия континентальные условия установились и в Западной Волини: верхнекембрийские осадки здесь венчаются мощными пластами косослоистых, разнозернистых песчаников.

Начало силурийского периода знаменуется опусканием поверхности; трансгрессия моря из Тетиса распространилась в пределы Волыно-Подольской плиты. Отложения нижнего силура имеют незначительную мощность (0,5—26,0 м) и представлены глауконитовыми песчаниками, переходящими вверху в известковый песчаник и известняк. Близкие фации нижнего силура наблюдаются в Прибалтике, что свидетельствует о широком распространении нижнесилурийского моря в западной части Русской платформы. В конце нижнего силура происходит поднятие суб-

платформы и регрессия моря. В течение наступившего континентального перерыва и последующей верхнесилурийской трансгрессии осадки нижнего силура подверглись размыву, они сохранились лишь в виде отдельных островов.

В начале верхнего силура происходит интенсивное погружение почти всей Одесско-Брестской субплатформы. Образования верхнего силура встречены в пределах Подолии, Волыни, северной части Молдавской ССР (Унгены) и в Одесской области. Полный их разрез наблюдается на Подолии; на Волыни отсутствуют самые нижние горизонты, а на Западной Волыни верхи лудловского и даунтонский ярусы. В составе пород верхнего силура преобладают карбонатные осадки: известняки, доломиты и мергели, которые часто бывают обогащены битумами. Венчающий верхний силур чортковский горизонт (даунтон) сложен глинистыми сланцами, содержащими в верхней части пласты краснецветных песчаников. Скальское время (середина лудловского века) ознаменовалось вулканическими выбросами и образованием туффигов.

Известняковая платформенная формация верхнего силура характеризует один крупный цикл седиментации, внутри которого развиваются более мелкие циклы. В нижнем уинлоке (мокшинское время) верхнесилурийский бассейн Приднестровья сообщается с Тетисом и северо-европейским морем. В устьевское время (середина уинлокского века) отлагаются доломиты и мергели с эвриптеридами, что свидетельствует об обмелении и обособленности указанного бассейна. В конце уинлокского века (малиновецкое время) восстанавливается нормальная соленость верхнесилурийского моря, появляются в изобилии кораллы, брахиоподы и строматопоры. В начале скальского времени (середина лудловского века) вновь отлагаются доломиты, выше которых наблюдается частая перемежаемость глинистых и известковистых осадков. Неустойчивое состояние Волыно-Подольской плиты продолжается в борщозское и чортковское время. В чортковском (даунтонском) веке происходит обмеление и замыкание бассейна, вымирает и деградирует фауна; общий подъем местности сопровождается регрессией моря и установлением лагунно-континентального и континентального режима, продолжавшегося до первой половины девонского периода включительно.

Мощность осадков верхнего силура в Приднестровье 426—542 м. К юго-западу мощность верхнесилурийских осадков значительно возрастает, достигая в Черновицах 1286 м. Последние, заключительные фазы каледонского диастрофизма обусловили общий подъем местности и смену известняковой формации верхнего силура формацией терригенных красноцветных континентально-лагунных и континентальных осадков нижнего и отчасти среднего девона. Нижний девон и низы среднего девона на территории Волыно-Подольской плиты представлены толщей красноцветных песчаников и сланцев, в нижней своей части (городницкая свита) содержащих обильную фауну рыб; к нижней части этих осадков проурочены пласты медистых песчаников. В районе с. Пелчи в нижней части толщи констатированы загипсованные аргиллиты. Мощность этих отложений в Приднестровье 300—450 м, в с. Пелчи 12—188 м. В районе Волыно-Брестского поднятия нижний девон отсутствует. Толща нижнего девона связана постепенными переходами как с подстилающими ее осадками верхнего силура, так и с вышележащим средним девонem. Перерывы или угловые несогласия между этими отложениями в пределах Волыно-Подольской плиты не отмечаются.

Как является из изложенных выше данных, для Одесско-Брестской плиты с начала палеозоя и до среднего девона намечается следующая схема развития.

Рифей (эокембрий). Погружение и затем поднятие; в середине века интенсивный вулканизм. Холодный климат.

Нижний кембрий. Общее погружение, сопровождавшееся широкой трансгрессией моря. Развитие фосфоритовых и сапропелитовых фаций. В конце нижнего кембрия — поднятие.

Средний кембрий. Поднятие и регрессия моря на значительных площадях.

Верхний кембрий. Локальное опускание в пределах Западной Волины и поднятие остальной территории.

Нижний силур. Погружение, сопровождающееся трансгрессией, затем подъем и размыв.

Верхний силур. Общее погружение и широкая трансгрессия, достигшая максимального развития в конце лудловского века; отложение битуминозных известняков. Значительное потепление климата. С даунтона начинается всеобщая регрессия моря.

Нижний девон и жединский век среднего девона (эпоха олд্রেда). Медленный подъем и установление континентальных условий.

В течение рифея, нижнего палеозоя и в эпоху олд্রেда наблюдается следующая последовательность накопления отдельных комплексов пород (снизу вверх).

1. Псаммитовый, флювиогляциальный комплекс, включающий в средней части вулканогенную толщу (рифей).

2. Морской фосфоритоносный и битуминозный псаммито-пелитовый комплекс, в верхней части содержащий красноцветы (нижний кембрий).

3. Псаммитовый континентально-морской комплекс осадков (средний и верхний кембрий).

4. Известняковый комплекс (нижний силур).

5. Комплекс коралловых и пелитоморфных битуминозных известняков с двумя пачками доломитов (2 цикла—ландовери, уинлок и первая половина лудловского века).

6. Карбонатно-глинистый, морской комплекс осадков (вторая половина лудловского века и даунтон).

7. Комплекс терригенных красноцветных (псаммито-пелитовых), частично медистых отложений, внизу континентально-лагунных, сверху — континентальных (лагунная формация).

В нижнепалеозойское время на территории Волино-Подольской плиты и в восточной части Львовско-Люблинской впадины преобладают нисходящие колебательные движения, проявляющиеся на фоне общей моноклиальной структуры региона. В последующее верхнепалеозойское время закладываются новые тектонические структуры, ориентированные главным образом в северо-западном направлении.

М. Ф. Мирчинк и А. А. Бакиров (1951), а также Н. С. Шатский (1952б) недавно предложили новые схемы реконструкции нижнепалеозойских бассейнов Русской платформы. В этих палеогеографических схемах, начиная с рифея и в течение всей каледонской эпохи, фигурирует в качестве суши Южное сводовое поднятие (по М. Ф. Мирчинку и А. А. Бакирову — Приазовское). В это поднятие входят территории Украинского и Воронежского щитов, Донецкий прогиб и значительная часть Белорусско-Балтийского выступа кристаллического фундамента. Принимая эту трактовку, мы все же должны отметить, что среди украинских геологов существует взгляд о наличии силурийских образований в Днепровско-Донецкой впадине.

Герцинская эпоха является следующим крупным этапом развития платформенной части УССР. С началом этого этапа связано формирова-

ние Воронежского и Украинского сводовых поднятий и разделяющего их Донецкого прогиба, который в дальнейшем становится областью почти непрерывной циклической аккумуляции осадков. Нисходящие движения.

Периоды, отделы и комплексы пород	Каустобиолиты				Гологенные породы			Фосфориты	Железные руды			Марганцевые руды	Бокситы	Известняки и мел	Доломиты	Пестроцветы
	Графиты	Каменные угли	Бурые угли	Битумы	Каменная соль	Ангидриты и гипсы	Калийные соли		Железные руды							
									Марские ша- мотаго- гетитовые	Джеспилиты						
а	б	в	г	а	б	в	а	б	в							
Неоген			●		●	●		●								
Палеоген			●	●				●			●	●				
Мел				●									●			
Юра			●	●?		●							●			●
Триас																●
Пермь				●	●	●									●	●
Карбон		●		●								●?			●	
Девон				●	●	●	●?						●	●	●	●
Силур				●									●	●	●	●
Кембрий				●				●								●
Рифей (?)																●
Протерозой Обручская серия																
Верхний архей	Верхний отдел	●												●	●	
	Средний отдел								●							
	Серия метабазитов															
Ингулецкий гнейс																
Нижний архей	Хошеватский комплекс	●							●		●		●	●	●	
	Побужские гнейсы												●	●	●	

Рис. 127. Размещение биогенных и хемогенных пород и пестроцветов в стратиграфическом разрезе платформенной части УССР

продолжаются длительное время и в пределах Воляно-Подольской плиты, где накапливается достаточно мощная серия карбонатных девонских и карбонатно-глинисто-песчаных, каменноугольных отложений с промышленной угленосностью (рис. 127).

Вопрос о возрасте Донецкого прогиба остается еще дискуссионным, однако среди украинских геологов преобладает мнение, что погружение

центральной части Южного сводового поднятия и формирование краевых разломов началось в живетском веке. К числу характерных черт донецкого прогиба относятся:

а) наличие мощной толщи галогенных осадков в среднем и верхнем девоне; б) закономерное увеличение мощности отложений карбона и перми с запада на восток, от 2000 м в районе Исачки—Ромны до 14 000 м в Донбассе; в) усложнение тектонических форм, наблюдаемое параллельно с наращиванием мощности осадков.

Распространенные в сложных тектонических условиях Донецкого прогиба залежи каменной соли относятся исследователями к живетскому и франскому ярусам. Вскрытая мощность соленосных средне- и верхнедевонских отложений в южной части Белорусской ССР (Корневская скважина) — 813 м. Верхний девон здесь представлен глинистой толщей с археоптериусами, содержащей включения ангидрита и прослой слюдисто-ангидритового алевролита; мощность толщи 283 м.

В брекчиях соляных структур Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса встречаются известняки с фауной воронежских и евлановских слоев (верхи франского яруса). По данным Е. О. Новик, область Донецкого прогиба в конце среднего и начале верхнего девона представляла собой замкнутый бассейн лагунного типа с повышенной соленостью морских вод, занимающий громадную территорию от Южно-Белорусского грабена на северо-западе до Нижнего Поволжья на востоке. Вследствие ничтожного притока пресных вод и высокой концентрации солей здесь накопились очень мощные (до 1000 м) гидрохимические осадки: каменная соль, гипс, ангидрит и, возможно, калийные соли.

Присутствие пластических масс в основании осадочной серии в дальнейшем оказало существенное влияние на развитие тектонических движений: формирование крупных мульд, компенсационных прогибов и соляных структур разнообразного типа. В каменной соли часто встречаются битумы; по-видимому, соленосная толща подстигается формацией, обогащенной органикой и битумами. В верхнефранское время отмечается широкая трансгрессия, в результате которой море проникло с востока в Днепровско-Донецкую впадину и вызвало опреснение существовавшего здесь залива.

В пределах приазовской части Украинского кристаллического массива в течение верхнего девона существовала группа периодически действовавших вулканов. Вулканическая девонская толща Донбасса в северо-западном направлении замещается карбонатными и песчано-глинистыми осадками.

Вулканическая деятельность верхнедевонского времени, по-видимому, нашла отражение и в Днепровско-Донецкой впадине. Мощность среднего и верхнего девона на юге Донбасса 865 м.

Погружение северо-западной части Донецкого прогиба (соответствующей Днепровско-Донецкой впадине) усиливается в течение фаменского века и интенсивно продолжается в нижнем карбоне. В фаменском и турнейском веках и в нижнем визе Днепровско-Донецкая впадина оказалась расчлененной на блоки, характеризующиеся различными темпами и амплитудой колебательных движений; осадконакопление концентрировалось главным образом в погружающихся блоках.

Распределение фаций живетского яруса и верхнего девона позволяет наметить не покрывающуюся морем погребенную субгеоантиклиналь, вытянутую в субширотном направлении по линии Кантемировка—Путивль. С началом турнейского века и примерно до середины верхнего визе территорию Донецкого прогиба захватывал ряд последовательно нарастав-

ших трансгрессий: турнейская, ранневизейская и поздневизейская (Д. Е. Айзенберг). Непродолжительная трансгрессия отмечена для на-мюра.

Угленосные осадки нижнего и среднего карбона отлагались в дельтовой равнине, в условиях ритмически выдержанных кратковременных трансгрессий и регрессий. Продуктивная угленосная толща нижнего и среднего карбона представляет закономерное чередование осадков подводных и надводных дельтовых равнин. Если в разрезе получали преобладание осадки подводных равнин, то угленасыщенность снижалась и в таких случаях отлагались преимущественно преддельтовые, слабо угленосные осадки. Допустимо предположение, что в этапы развития трансгрессий пояс промышленно угленосных отложений мигрировал в Днепро-ско-Донецкую впадину, а в Донецком бассейне отлагались преимущественно преддельтовые осадки. К таким этапам относятся C_1^3 , C_1^4 , C_1^5 , C_2^1 и отчасти C_2^4 и C_2^7 . Угленасыщенность отложений данного возраста должна возрастать в Днепро-ско-Донецкой впадине.

В течение верхнекаменноугольной эпохи и в пермском периоде в Днепро-ско-Донецкой впадине отлагаются пестроцветы, содержащие в юго-восточной части впадины мощные толщи (до 600 м) галогенных осадков (Шебелинка). В соленосный век нижней перми лагунный режим был распространен в узкой зоне: Чугово—Шебелинка—Спеваковка—Славянск—Бахмутская котловина.

В области Вольно-Подольской плиты в среднем и верхнем девоне преобладали нисходящие формы колебательных движений и морские условия седиментации. На всей площади Вольно-Подольской плиты отложения среднего девона представлены преимущественно доломитами и доломитизированными битуминозными известняками с прослоями и пластами глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников. Средний девон согласно перекрывает нижний. Среднедевонский морской бассейн Вольни не имел связи с Западно-Европейским бассейном и входил в состав Евразийской провинции. Верхний девон известен только в пределах Вольни; сложен он доломитами франского яруса, переходящими вверх в мощную толщу однообразных известняков с богатой фауной брахиопод (фаменский ярус). Верхнедевонское море, хотя и было неглубоким, но имело широкие связи с верхнедевонскими бассейнами как Русской платформой, так и Западной Европы. Мощность среднего девона от Приднестровья к г. Олеско уменьшается с 315 до 140 м. Мощность отложений верхнего девона, наоборот, увеличивается к северу от 300 (Приднестровье) до 549 м (г. Олеско).

В Львовско-Люблинской впадине переход от девона к карбону весьма постепенен, граница между системами определяется по палеонтологическим данным. Нижняя часть карбона—турне—представлена карбонатной толщей, включающей прослой песчаников и глин; отложение турнейских осадков протекало в обстановке непрерывных поднятий, которые в конце турнейского века привели к полному выходу из под уровня моря рассматриваемой территории. На границе нижнего и среднего карбона происходили тектонические перемещения, в результате которых образовался Вольнский сброс. В начале нижнего визе турнейская толща подверглась значительному размытию. Затем после эпохи континентального режима последовала визейская трансгрессия, достигшая своего максимума в устилужское время, соответствующее отложению зоны C_{1v} донецкого карбона.

Характерно, что и в Днепро-ско-Донецкой впадине «устилужская» трансгрессия захватила обширные территории: отложения визейского возраста соответствующие зоне C_{1vg} , пользуются здесь повсеместным рас-

пространением. Вполне возможно, что в Донецком прогибе, так же как и в Львовско-Люблинской впадине, визейская трансгрессия началась еще в скелеватское время (C_{1vc} и C_{1vd}). В течение донецкого времени (C_{1vg}) установилась непосредственная связь между бассейнами Львовско-Люблинской и Днепровско-Донецкой впадин через Пинский прогиб. Олесковская (C_{1vc}), Восточно-Бугская (C_{1vd}) и Яхторовская (C_{1ve}) зоны образуют один цикл осадконакопления, начинающийся темно-серыми песчаниками с линзами конгломератов; суммарная мощность осадков цикла 170—190 м. В составе вышележащих двух зон: Владимирской (низы C_{1vf}) и Устилужской (верхи C_{1vf}) преобладают морские карбонатные осадки, мощность которых 100—110 м.

Темпы прогибания усиливаются в поришское (C_{1vd}) и иваничское (C_{1vf}) время, когда начала накапливаться песчано-глинистая угленосная толща Западно-Украинского угольного бассейна. Наблюдается совпадение начала седиментации верхневизейских угленосных песчано-глинистых толщ в Львовско-Люблинской впадине и в Донецком прогибе, приуроченное к началу грабовского века (C_{1vg}). Суммарная мощность Поришской и Иваничской зон 300—340 м.

Начавшееся в грабовском веке общее обмеление морского бассейна сопровождалось частыми колебаниями и усиленным привнесом терригенного материала. На границе намюрского и визейского веков в Львовско-Люблинской, так же как в Днепровско-Донецкой впадине, выделяется промежуток времени, отвечающий углублению бассейна и накоплению глинисто-карбонатных осадков. В намюре и среднем карбоне в Западно-Украинском угольном бассейне продолжают осаждаться терригенные песчано-глинистые толщи, содержащие пласты и прослои угля; известняки встречаются только в низах среднего карбона. Мощность отложений намюрского яруса 130—215 м. Терригенные песчано-глинистые осадки среднего карбона Львовско-Люблинской впадины в значительной степени размыты, их сохранившаяся мощность 200 м.

Начало араукаритового времени характеризуется развитием в Донецкой геосинклинали восходящих движений. А. З. Широковым с большой убедительностью доказано, что в Донбассе поднятия этого времени концентрируются вдоль зоны максимального накопления осадков среднего и верхнего карбона, т. е. там, где возникает Главный антиклиналь. В комплексе осадков первой стадии развития Донецкой геосинклинали (то есть до обращения зоны Главного антиклинала) различается следующий парагенетический ряд формаций (снизу вверх): пирокластическая эффузивная D_3 ; карбонатная C_{1tf} — C_{1vf} , песчано-глинистая, угленосная C_{1vg} — C_2^7 , флишеподобная $C_3^1+C_3^2$; молассовая C_3^3 (C_{3ar}). В последние годы установлена промышленная угленосность верхневизейских отложений в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (Павлоград—Новомосковск). В верхневизейской толще встречаются также залежи тяжелой смолистой нефти и горючие сланцы. Угленосная формация может быть отнесена одновременно к нефтепроизводящей.

На границе пирокластической эффузивной (D_3) и карбонатной (C_{1t}) формаций на южной окраине Донбасса следует предполагать наличие благоприятной обстановки для развития бокситоносной фации: здесь в известняках (C_{1t}) встречен тонкий прослой железисто-глиноземистых хемогенных осадков с бобовой структурой. На северо-западных окраинах Донбасса в составе песчано-глинистых осадков араукаритовой свиты значительную роль играют мощные горизонты песчаников порой с линзами конгломерата; в встречающихся пластах известняков наблюдается значительная примесь глинистого материала.

Анализ мощностей араукаритовой свиты приводит к заключению, что наибольшее прогибание во время ее отложения имело место в осевой части Кальмиус-Торецкой котловины. В пермский период зона наиболее мощного накопления осадков перемещается из Кальмиус-Торецкой котловины в район Петровско-Славянского антиклинала.

Для пермской интергеосинклинали Донецкого прогиба характерна следующая последовательность толщ: пестроцветная медистая, глинисто-карбонатная, соленосная толща и толща красноцветных песчаников. Медное оруденение в пестроцветной медистой формации обычно наблюдается в пластах глинистых конгломератов. Промышленных концентраций меди не встречено. Глинисто-карбонатная формация включает богатейшие залежи доломитов в районах Бахмутской котловины, Славянска, Корульки. К северо-западу от Корульского купола глинисто-карбонатная толща замещается глинистой пестроцветной. На Петровском куполе эта толща содержит лишь один пласт известняка; доломиты здесь полностью отсутствуют. Соленосная толща проникает значительно дальше в Днепровско-Донецкую впадину, чем глинисто-карбонатная. На Шебелинке в этой толще встречены пласты каменной соли и мощные притоки горючего газа.

Осадки карбона и перми, хотя и сохраняют свои основные черты в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, но несколько уменьшаются в мощности. Более молодые толщи как будто проникают дальше во впадину. Например, соленосная толща и толща красноцветных песчаников констатированы в своем полном объеме почти во всей впадине, в то же время медистая толща выклинивается на меридиане г. Ново-Московска. Важнейшими герцинскими тектоническими фазами в Днепровско-Донецкой впадине и на западных окраинах Донбасса являются предверхневизейская, преднижнепермская, предверхнепермская и триасовая. Колебательные движения, сопровождавшиеся миграцией геосинклинального режима, происходят на западных окраинах Донбасса в конце каменноугольного времени и в самом начале верхнепермской эпохи. Глубокая трансгрессия пермского бассейна в Днепровско-Донецкую впадину наблюдается в начале известняково-доломитового времени.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЯ

Начальная фаза альпийских движений в Донецком прогибе проявляется на границе среднего и верхнего триаса. В течение альпийской эпохи Воронежский и Украинский массивы сохраняют характер устойчивых областей с тенденцией преимущественно к восходящим формам движения. Систематическое поднятие свойственно Донбассу. Продолжается погружение, порой достаточно интенсивное, Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса.

История геологического развития Причерноморской впадины в верхнем палеозое, триасе и юре неясна и может быть намечена лишь в общих чертах по материалам смежных районов. В Горном Крыму в течение карбона и перми формируется известняковая формация, известная по валунам, встречающимся в таврической свите. В таврическую эпоху (триас и рэт) здесь существовала геосинклиналь, связанная на западе с бассейном Молдавской впадины. Возникшая вначале как краевой прогиб геосинклинальной области Тетиса, Молдавская впадина в течение триаса и юры образует западную ветвь Крымско-Кавказской геосинклинальной области; в триасовый, юрский и меловой периоды ось впадины постепенно смещается на север в сторону платформы. Молдавская впа-

дина генетически представляет собой краевой поперечный прогиб платформы, герцинским аналогом которого может служить Донецкий прогиб. Внутренний угол поперечного прогиба располагается в области Черного моря, западнее Крымского полуострова.

Первые крупные поднятия в Крымской геосинклинали начались в нижнем лейасе. По данным М. В. Муратова, после накопления таврических сланцев в Горном Крыму наступил длительный перерыв в отложении осадков, охвативший время от верхнего лейаса до начала доггера. Море, по-видимому, отступило на север, в район Тарханкутского полуострова. В Молдавской впадине в течение всего лейаса морской режим сохранялся.

В Днепровско-Донецкой впадине и на западных окраинах Донбасса на границе среднего и верхнего триаса происходит складкообразование. Толща верхнего триаса залегает здесь обычно с небольшим угловым несогласием на подстилающих породах и имеет повсюду в основании базальный горизонт песчаников, галечников и конгломератов, достигающий 10 м. Вышележащие континентальные угленосные осадки нижнего и среднего лейаса составляют следующий континентальный цикл. Начало верхнего лейаса характеризуется на западных окраинах Донбасса развитием нисходящих движений и морской трансгрессией. По мнению М. М. Жукова и И. М. Ямниченко, ниже- и среднеюрское море трансгрессирует в Днепровско-Донецкую впадину с юга, из Тарханкутско-Молдавского бассейна.

Полный разрез юрских осадков, который может служить эталоном, имеется в средней части Донецкого прогиба, в зоне сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Характер колебательных движений на этой территории иллюстрирует табл. 138. Наиболее широкие трансгрессии — байос-батская, келловейская и оксфорд-кимериджская, — проникали глубоко в Днепровско-Донецкую впадину. В течение верхней юры в общее погружение были вовлечены Воронежский кристаллический массив и северный склон Украинского массива. В конце юры на северо-западных окраинах Донбасса и в Павлоград-Зачепиловском районе происходили подводные извержения вулканов и образование пирогенных кластических пород.

Связанное с осадкообразованием в нижнем и среднем лейасе и нижнем келловее, угленакпление отличается небольшими масштабами. Проведенные в районе г. Изюма и с. Мечебилово разведочные работы свидетельствуют о малой мощности и невыдержанности угольных прослоев. Седиментация наиболее чистых известняков просходит в кимериджском веке и отвечает времени максимальной верхнеюрской трансгрессии.

Юрский бассейн Молдавской впадины рисуется как залив, открытый на юго-восток, соединявшийся с морем Горного Крыма и Тарханкута. Представленная всеми тремя отделами молдавская юра сложена глинисто-песчаными и карбонатно-глинистыми осадками, имеющими мощность более 2000 м (Болград). В конце юры и в начале нижнего мела здесь происходит седиментация пестроцветной толщи, содержащей гидрхимические осадки — каменную соль и гипс. Медленная регрессия юрского и нижнемелового моря сопровождается складчатыми движениями юнокиммерийской фазы, общим поднятием территории Молдавской впадины и установлением континентальных условий в последующее время, вплоть до верхнего альба.

В пределах Вольно-Подольской плиты и Львовско-Люблинской мульды юра представлена верхним отделом: келловеем, оксфордом, ки-

Таблица 138

Колебательные движения юрского периода на северо-западных окраинах Донбасса и в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины

Время	Состав осадков и их мощность	Характер колебательных движений
Титон	Пески с катунами глин и линзами пестрых глин и кварцитов. Мощность 40 м	Общее поднятие и регрессия. Осушение значительных площадей, 8-й цикл
Оксфорд и кимеридж	Известняки с прослоями глин. Вверху—пачка пестроцветных глин мощностью до 20 м. Суммарная мощность до 60 м	Общее погружение и широкая трансгрессия; в конце эпохи—поднятие, 7-й цикл
Келловей	Внизу—глины с ярозитом и прослоями бурого угля (мощность до 15 м), вверху известняки. Мощность до 50 м	Погружение, сопровождаемое трансгрессией моря и поднятие, 6-й цикл
Верхний байос—бат	Глины морские с сидеритом, вверху замещаются туфогенными песчаниками. Мощность до 120 м	Общее погружение и широкая трансгрессия моря. Со второй половины бата—общее поднятие, 5-й цикл
Нижний байос	Внизу—горизонт песка (мощность до 22 м), вверху алевролиты рыхлые (мощность 18 м)	Погружение и подъем, 4-й цикл
Верхний лейас (аален и тоар)	Глины морские с сидеритом. Мощность до 120 м	Общее погружение, трансгрессия и поднятие, 3-й цикл
Нижний и средний лейас	Алевролиты и глинистые пески с прослоями и пластинами глин и линзами бурого угля; в подошве конгломерат—песчаник, в средней части—горизонт песчаника. Мощность до 160 м (с Богодаровка)	Погружение и подъем, 2-й цикл
Верхний триас	Глины, местами пестроцветные, с прослоями песка, в подошве базальный галечник. Мощность 20—160 м	Постепенное погружение и подъем, 1-й цикл

мериджем и волжским ярусом. Среди осадков встречаются как морские, так и континентальные образования: известняки, доломиты, пестроцветные глины, прослой угля и гипс. Мощность верхней юры 90—100 м. Фациальные условия верхнеюрского бассейна были различными, что обусловило невыдержанность литологического состава пород по простиранию.

В течение неокома и апта происходит значительное сокращение области осадконакопления на всей территории УССР. Периферия Днепровско-Донецкой впадины превращается в приподнятую область суши, а в центральной части впадины отлагаются пестроцветные глины и пески озерного происхождения. Мощность осадков колеблется от незначительной до 200 м. Наступление суши наблюдается и в пределах Волинно-Подольской плиты, где апт совершенно отсутствует, а неоком представлен спорадически развитой маломощной (до 24 м) толщей известняков, доломитов и песков. В Молдавской впадине и в области всей Причерноморской впадины в неокоме и апте господствуют континентальные условия.

Вторая половина альбского века знаменуется проявлением нисходящих движений, получивших свое дальнейшее активное развитие в верхнемеловую эпоху. Одна из крупнейших в истории Земли альб-сеноманская трансгрессия охватила всю платформенную часть УССР, за

исключением центральной зоны Украинского кристаллического массива и небольшой части Донбасса. Обе эти территории были островами среди обширного турон-коньякского моря, покрывающего всю южную часть Русской платформы. В течение верхнего альба и всего верхнего мела максимумы осадконакопления приходятся на осевые зоны Днепровско-Донецкой, Причерноморской и Львовско-Люблинской впадин. Значительной мощности достигают терригенные песчано-глинистые осадки верхнего альба и карбонатные осадки верхнего мела в районе Сиваша и Джанкоя. Верхний альб в с. Ново-Алексеевке имеет мощность 665 м, верхний мел 800 м. Такая же мощность верхнего мела в Днепровско-Донецкой впадине (Глинск).

По мере приближения к Украинскому и Воронежскому кристаллическим массивам и к Донбассу в осадках верхнего мела начинает играть существенную роль терригенный материал, наблюдается уменьшение мощности пластов и порой их полное выклинивание. Наибольших размеров верхнемеловое море достигло в турон-коньякское время. Затем происходит сокращение морского бассейна и осушение значительных территорий в датском веке. Общий характер колебательных движений в течение верхнего мела характеризует табл. 139.

Характер отложений верхнего мела и альба позволяет отчетливо выделить 4 морских цикла осадкообразования: 1) альб-сеноманский, 2) турон-коньякский, 3) сантон-кампанский и 4) маастрихт-датский. Наиболее благоприятным временем для седиментации чистого промышленного мела были туронский, коньякский и кампанский века. Развивавшиеся в датском веке восходящие движения привели к поднятию страны. Параллельно с этим в диапировых структурах Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донбасса, а также в районе Тарханкута произошли интенсивные складчатые движения ларамийской фазы.

Мощность палеогеновых отложений увеличивается по направлению к осевым частям впадин от нескольких метров до одного километра. Наибольшие мощности констатированы в районе Присивашья (1000 м) и в компенсационных прогибах соляных структур Днепровско-Донецкой впадины (500 м). Континентальные условия в течение палеоцена сохраняются в северной части Украинского кристаллического массива и в наиболее высокой части Донецкого кряжа с примыкающими к нему участками Азовского массива. В монтском веке часть описываемой территории превращается в сушу, в пределах которой развиваются процессы денудации. Трансгрессия наступила в начале каневского века (верхний палеоцен). В это время в Днепровско-Донецкой впадине происходило накопление глин, песчаников, опок и песков; в Крыму и Молдавской ССР (Унгены) накапливались карбонатные осадки.

В течение всего палеоцена и нижнего эоцена Украинский кристаллический массив представлял собой сушу. Длительный процесс выветривания в условиях теплого субтропического климата был благоприятным для формирования бокситоносной коры выветривания на участках развития железорудных серий и подстилающих их метабазитов. Эти районы являются областями питания для отложения бокситовых залежей в слоях бучакского века. В начале следующего бучакского века намечается погружение платформы. В пределах Украинского докембрийского массива накапливаются мощные пласты бурого угля. Наиболее значительные опускания в середине века наблюдаются в области южных склонов Украинского массива и в Присивашье. В конце бучакского века морской бассейн уменьшается в размерах, и склоны впадин выходят из-под уровня моря. Киевский ярус является временем максимальной палеогеновой трансгрессии. Почти вся территория кристаллического массива

Сопоставление верхнемеловой истории Вольно-Подольской плиты и Днепровско-Донецкой впадины

Днепровско-Донецкая впадина и западные окраины Донбасса			Вольно-Подольская плита		
Время	Состав осадков и их мощность	Колебательные движения	Время	Состав осадков и их мощность	Колебательные движения
Датский ярус	Песчаники, пески, опоки, глины. Мощность до 100 м	Общая регрессия. Море сохраняется лишь в приосевой зоне впадины	Датский ярус	Осадки отсутствуют	Общее поднятие и повсеместный размыв
			Верхний маастрихт	Песчаные глауконитовые мергели. Мощность 50—70 м	Медленное поднятие
Маастрихт	Белый мел, на крыльях впадины—мергель. Мощность 150 м	Медленное отступление моря	Нижний маастрихт	По литологическим признакам осадки неотличимы от пород кампана. Мощность 60—100 м	Замедленное погружение
Кампан	Белый глинистый мел, белый чистый мел. Мощность 100—235 м	Погружение	Кампан	Мергели и мергелистые известняки. Мощность 90—220 м	На время верхний сантон—нижний кампан приходится максимум регрессии. В верхнем кампане—трансгрессия
Сантон	Мергель. Мощность 20—215 м	Обмеление бассейна и затем постепенное погружение	Сантон	Глинистые мергели, мергели, мергелистые известняки. Постепенный переход в кампан. Мощность свыше 140 м	Медленный подъем и обмеление бассейна
Коньяк	Белый чистый мел, сверху кремнистый мел. Мощность 50—150 м	Погружение и в конце века регрессия	Коньяк	Известковистые и глауконитовые мергели, связанные постепенным переходом с осадками турона и сантона. Мощность 30—40 м	Замедленное погружение. Глубокое море
Турон	Белый чистый мел. Мощность 30—75 м	Общее погружение и трансгрессия. Глубокое море	Турон	Известняки очень чистые с черными кремнями. Мощность 50—100 м	Погружение и широкая трансгрессия. Наиболее глубокое море
Альб—сеноман	Снизу вверх: пески и глины (альб), глауконитовые пески, мергель и мел. Мощность 8—160 м	Общее погружение. В конце сеномана—регрессия	Альб—сеноман	Снизу вверх: песчаники, пески, мергели, известняки. Мощность 9—25 м	Общее погружение и слабые поднятия. В конце века мелководное море

уходит под воду; получают значительное развитие фосфоритовые пески и морской киевский мергель. В погруженной зоне Причерноморской впадины опускание приводит к накоплению мощной толщи (около 425 м) глинисто-мергелисто-карбонатных пород. В конце киевского века наблюдается отступление моря, расширение сводовых поднятий и обмеление бассейна.

Олигоценое море было более мелководным и по размерам уступало киевскому. Повсеместно на мергелистых и глинистых породах накапливаются песчано-глинистые, глауконитовые осадки харьковского яруса, содержащие в некоторых районах мощные пласты бурого угля (Ромны, Берека и др.). На склонах докембрийских плит и на участках соляных структур имеет место трансгрессивное налегание олигоценых осадков на более древние образования. Харьковское море в шельфовых и литоральных зонах отличалось иногда чрезвычайно высоким потенциалом окисления. В Никопольском районе это привело к концентрации богатых промышленных марганцевых руд. В районе Сиваша идет накопление глинистых, обогащенных органическим материалом, глауконитовых осадков майкопской свиты, достигающих значительной мощности (339 м).

В конце палеогена наблюдается крупнейшая регрессия, в результате которой из-под уровня моря выходит вся северная часть Украины: левобережье Днепра, окраины Донбасса и значительные площади Украинского кристаллического массива. Начиная с неогена, в этих районах развивается сложная гидрографическая сеть.

На юге Украинской ССР и Молдавской ССР в конце палеогена формируется обширный Черноморский бассейн, простиравшийся от Венского бассейна на западе и южных предгорий Восточных Карпат на северо-западе, до Каспия на востоке. В течение всего неогена наблюдается общая тенденция к сокращению площадей, покрываемых морскими водами. Постепенно выходит из-под уровня вод южная окраина Украинского кристаллического массива. В конце олигоценового и нижнемиоценового времени море покидает большую часть Днепровско-Донецкой впадины и здесь образуется обширная низменность, сложенная белыми песками нижнего горизонта полтавской свиты. Морской режим сохраняется только в западной и южной частях Украины и частично в Днепровско-Донецкой впадине. После перерыва, приходящегося на нижний сармат, в Днепровско-Донецкую впадину и западный сектор Донбасса проникает через Орехово-Гуляйпольский пролив среднесарматское море. Северный контур распространения маломощных (5—15 м) песчано-глинистых осадков среднего сармата достигает с. Петровского.

Установившийся после мелового периода в области Молдавской впадины континентальный режим продолжался до неогена. В тортоне море заливает указанную территорию, примерно, до широты ст. Бессарабская. На месте расположения толтр в это время образуется барьерный риф, сложенный крепкими, перекристаллизованными известняками. Наиболее эродированной в послемеловую эпоху является зона Болградского вала, где оказались нацело размытыми верхнемеловые, альбские и верхнеюрские отложения. Осадки тортона здесь залегают непосредственно на среднеюрских или альбских породах. В северных частях Молдавской ССР тортонские осадки ложатся трансгрессивно на верхнемеловые породы.

В сарматском веке Припрутский и Придунайский районы Молдавской ССР быстро погружаются. Здесь в характере осадкообразования отмечаются некоторые особенности, сближающие эти работы с областью Предкарпатского краевого прогиба.

В восточной части Молдавской впадины и в районе Одессы длительное погружение, установившееся в палеогене, сменилось в начале миоцена поднятием. В тортоне и в нижнем сармате здесь была суша. Морской режим установился лишь начиная со среднего сармата и продолжался до понтического века. Миоценовая складчатость, проявившаяся в очень резкой форме во флишевой зоне Карпат, на южной окраине Волыно-Подольской плиты обусловила формирование очень пологих широких антиклиналей. В течение миоценовой эпохи, так же как и в майкопском веке, наиболее значительная аккумуляция осадков в Причерноморском бассейне происходила в Керченско-Таманской зоне. В районе Сиваша мощность терригенных песчано-глинистых осадков неогена достигает 545 м. В северном направлении, на территории южного склона Украинского кристаллического массива, мощность неогена значительно уменьшается вплоть до полного выклинивания отдельных стратиграфических горизонтов.

С зоной выклинивания неогеновых образований связаны залежи горючих газов в Приазовском газоносном районе. Скопления газа заключены в прослойках песка среди темно-серых глин нижнего сармата. Газопроявления обнаружены также в киммерийских и четвертичных отложениях.

В пределах Украинского кристаллического массива в течение неогена имеются неравномерные, дифференцированные колебательные движения, обусловившие значительную неустойчивость фаций бассейна. Общий ход этих движений в Причерноморье в течение неогена характеризуется, по данным Г. И. Молявко, следующим образом.

В нижнемиоценовое время на значительной части Причерноморья сохранился континентальный режим. В тархано-чокракское время море достигло Северного Приазовья и Никопольского района: в караганское время оно затопливает низменную часть правобережья Днепра и на западе достигает Тилигульского лимана. В конкское время море несколько расширяется, частично затопливая водораздел рр. Днепр — Ингулец. В сарматском веке наблюдается значительное расширение морского бассейна. Море покрывает все Причерноморье, южные склоны Украинского кристаллического массива и по Орехово-Гуляйпольскому прогибу проникает в Днепровско-Донецкую впадину и на окраины Донбасса, где образует Борисфенский залив.

Верхнесарматское время характеризуется сокращением морского бассейна; в мэотисе море занимает еще меньшую площадь. Новая крупная трансгрессия приурочена к началу понта. В понтическом веке море достигает линии: Запорожье — Кривой Рог — Вознесенск. В конце века происходит регрессия и значительная часть Причерноморья освобождается от морских вод. В киммерийское, куяльницкое и акчагыльское время морской бассейн сохраняется лишь в районах Приазовья и Присивашья. В киммерийское время, в слоях так называемого табачного камня, проходит накопление железистых осадков; местами (Приазовский район) в них наблюдается промышленная концентрация железа. Неогеновые морские бассейны были мелководными, в них отлагались песчано-глинистые породы и ракушечные известняки.

После регрессии понтического моря платформенная часть СССР систематически поднимается. На этом заключительном этапе альпийского цикла колебательных движений сохраняется внутреннее расчленение на частные области меньших и больших поднятий и опусканий, соответствующее общему геотектоническому плану.

Днепровско-Донецкая впадина составляет область меньшего поднятия. Прилегающие к Южно-Украинскому бассейну участки Причерно-

морской впадины испытывают дифференцированные колебательные движения с тенденцией к погружению. Наибольшее поднятие до 200—285 м над уровнем моря наблюдается в пределах Украинского кристаллического массива. В связи с отступанием береговой линии энергично формируются ландшафты: возникают речные долины с соответствующими террасами на геоморфологических уровнях различного возраста.

Днепровская (рисская?) эпоха ознаменовалась крупнейшим событием в геологической истории Украины — великим днепровским оледенением. Ледниковые потоки и ледниковые массы днепровского оледенения оказали значительное влияние на формирование рельефа и аккумуляцию осадков. Днепровский ледник своим давлением создал вдоль северо-восточной каймы Украинского кристаллического массива серию гляциодислокаций (Чернобыль, Канев, Градижск). Характерной чертой четвертичного периода служит аккумуляция лёссовой серии; последняя в пределах плато достигает мощности 60—70 м.

Важнейшие формации четвертичного периода представлены лёссом, мореной, аллювиальными и флювиогляциальными песками, лиманиными и озерно-болотными отложениями. Многие породы указанных формаций находят широкое применение в народном хозяйстве в качестве строительного материала, балласта и пр.

Изложенный в настоящем разделе материал приводит нас к следующему заключению.

В истории геологического развития платформенной части УССР намечаются три эпохи длительного существования морских бассейнов: нижнепалеозойского (кембрий—силур), верхнепалеозойского (средний девон — пермь) и мезокайнозойского (юра—неоген). Разрастание области сноса достигало своего максимума в нижнем девоне, верхней перми и в четвертичном периоде. В конечные фазы развития морских бассейнов морские фации отступали вместе с бассейнами и на их месте распространялись фации пестроцветов и других континентальных отложений. Полные периоды развития с заключительной общей деградацией испытали все три бассейна: нижнепалеозойский, верхнепалеозойский (большой донецкий или амадоцийский) и мезокайнозойский.

В вертикальной смене фаций и формаций намечаются закономерности, свидетельствующие о периодичности колебательных движений, последние проявлялись на фоне развивающейся и усложняющейся геологической обстановки. Если в кембрии и силуре мы наблюдаем в западной части Русской платформы однообразные, выдерживающиеся на сотни километров фации отложений, то в мезокайнозойе общая картина характеризуется значительным усложнением колебательных движений, многообразием фаций и преобладанием флишевых формаций в геосинклиналях.

Украинский кристаллический массив может рассматриваться как сводовое поднятие среди окружающих его Днепровско-Донецкой, Львовско-Люблинской и Причерноморской впадин; он полого опускается в область прогибов. В пределах впадин наблюдается образование уступов типа грабен и горстов. Формирование подвижных зон прогибов и осадконакопления сопровождается расколами. При наложении складчатых процессов, какое имело место в области Донецкого прогиба, наблюдаются более сложные деформации, детали блоковой структуры фундамента отчетливо выступают на южной окраине Донбасса. Наряду с дизъюнктивными структурами срезания, в кристаллическом фундаменте, очевидно, следует ожидать возникновения мелких сводовых поднятий — выпуклин, поднимающихся и внедряемых в верхний ярус палеозойских структур.

ХОД И РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА

В ходе геологической истории территории Украинской ССР тектонические деформации складчатого и разломного типа сопровождались вулканическими проявлениями. Магматическая деятельность в докембрии отличается большой интенсивностью и неизменно сопровождает формирование складчатых сооружений. С древнейшим складчатым ярусом связан бугско-днепровский магматический комплекс, с эпохой формирования саксаганских складчатых структур связан ингулецкий интрузивный комплекс. Наконец, эпохе воынской субширотной складчатости соответствует боковянско-днепровский интрузивный комплекс.

К числу более молодых плутонов, связанных с разломами, относятся коростенский интрузивный комплекс и приазовский щелочной комплекс. Вулканизм рифейской эпохи приурочен к разломным зонам, возникшим по определениям абсолютного возраста 450 млн. лет назад на западном склоне Украинского кристаллического массива и в пределах Вольно-Подольской плиты. В течение нижнего палеозоя (каледонский цикл) на Вольно-Подольской плите в силуре проявляются вспышки вулканизма в виде туфов трахитовых лав, залегающих среди скальских известняков. В девоне на южной окраине Донбасса и на территории Днепровско-Донецкой впадины происходят мощные вулканические излияния, повторяющиеся на протяжении всего верхнего девона. Вначале изливались основные базальты, в конце — кислые ортофиры. Абсолютный возраст этих вулканических образований определяется в 275—290 млн. лет.

В тектонических движениях герцинского цикла, проявившихся на северо-западной окраине Донбасса, вулканические проявления с полной достоверностью не установлены. Вместе с тем многочисленные внедрения вулканических пород — андезитов, кварцевых порфиров и диабазов — в осадках карбона Донбасса могут быть, с большей степенью вероятности, связаны с тектоническими фазами герцинского цикла. Это подтверждается определением их абсолютного возраста. Так, возраст дайки гранитпорфира, пересекающей известняки нижнего карбона в с. Троицком, определен в 230 млн. лет.

В альпийском цикле вулканические излияния проявились в районе с. Новые Санжары — ст. Лозовая, где в верхнебатских отложениях широким распространением пользуются туфы андезитов. Возможно, что вулканические проявления были связаны с подвижками вдоль унаследованных тектонических зон в Днепровско-Донецкой впадине. Не исключена возможность вулканических проявлений в альпийском цикле на площади северо-восточного крыла Днепровско-Донецкой впадины. В связи с развитием внедрения малых интрузий в отложениях карбона, особенно обильных в нижнем карбоне южной окраины Донбасса, не исключена возможность встретить здесь рудопоявления. Наличие в карбоне западной окраины известняковых толщ делает эти районы благоприятными для поисков рудных месторождений. К сожалению, южная окраина Донбасса, примыкающая к кристаллическому массиву, обнажена только в одном участке и на всей остальной части закрыта и совершенно не изучена.

Некоторый интерес для поисков месторождений цветных металлов представляет район развития вулканизма в острожской свите, на западном склоне Украинского кристаллического массива и в пределах Вольно-Подольской плиты.

Магматические циклы для всех эпох характеризуются развитием лав различного состава как кислых, так и основных. Магмопроявления, связанные с разломами кристаллического массива и его окраин, а также

с разломами впадин в палеозойских и отчасти в мезокайнозойских формациях, характеризуются многократной пульсацией и дифференциацией магмы во времени.

Для многих вулканических циклов характерна смена во времени основных магм кислыми. Это наблюдается в Коростенском плутоне, в Приазовском плутоне и в девонском вулканическом комплексе южной окраины Донбасса. В то же время при магматических внедрениях в каменноугольные осадки Старого Донбасса, дифференциация во времени идет от кислых лав—кварцевых порфиров к основным лавам—диабазам.

Вулканизм рифейской эпохи характеризуется наряду с излиянием основных базальтовых лав, излиянием натрово-спилитовых, калийных трахидолеритовых лав. Щелочные натровые лавы встречаются в магматических внедрениях Донбасса, наряду с диабазами, андезитами и кварцевыми порфирами. Щелочные магмы характерны также для плутона Приазовья, где интрузии их приурочены к заключительным этапам, в то время как начало магматического цикла характеризуется здесь внедрением известково-щелочных ультраосновных магм.

Химический состав магмы меняется во времени и пространстве, при этом для каждой эпохи существуют характерные особенности эволюции состава интрузий и эффузий. Иногда наблюдаются проявления спорадических вулканических вспышек, представленных только одним типом лавы. Например, в скальское время верхнего силура изливаются трахиты, в верхнебатское время на северо-западных окраинах Донбасса изливаются андезиты. Отмечается, что в начале крупных циклов осадконакопления и формирования подвижных зон происходят излияния лав основного состава. Примером могут служить метабазиты хоцевато-завальевского комплекса Побужья и метабазиты, подстилающие саксаганскую железорудную формацию. Преобладание излияний основных базальтовых лав характерно также и для вулканизма в острожской свите и в девонских отложениях Донецкого прогиба.

В эпоху наибольшей подвижности зон осадконакопления и мощного перемещения горных масс в процессе складкообразования наблюдаются и наиболее крупные магмопроявления, представленные по преимуществу кислой гранитной магмой. Среди кислых интрузий в виде продуктов дифференциации наблюдаются и основные породы, играющие подчиненную роль (продукты дифференциации кислой магмы).

В древних складчатых сооружениях Украинского кристаллического массива, среди гранитоидных интрузий, значительную роль играют чарнокито-монцитонитовые образования. На ряде участков массива констатированы пересечения интрузивов дайковыми внедрениями, которые можно рассматривать как внедрения постскладчатые, связанные с заключительными этапами магмопроявлений, и, возможно, как начальные этапы нового, накладывающегося вулканического цикла, связанного с формированием новых подвижных зон. В дислоцированной области угольного Донбасса складчатых интрузий мы не наблюдаем. Здесь имеются лишь малые интрузивные внедрения.

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические преобразования вещественного состава толщ в ходе геологической истории рассматриваемой территории резко проявились в докембрии в связи с многократным внедрением огромных магматических масс, сопровождающих процессы складкообразования.

В пределах Украинского кристаллического массива метаморфизм пород зависит не от глубины погружения осадков, а связан с воздейст-

вием магматических масс и сопровождающих их метаморфических разворителей. Поэтому нередко в глубоких синклиналиных зонах залегают метаморфические сланцы, а в соседних антиклинальных зонах поднимающиеся гранитные массы мигматизируют толщи осадочных отложений.

Метаморфическая переработка осадков представляет одну из форм движения вещества в процессе геологической истории; она неизменно связана с тектоническими и магматическими процессами. Например, в палеозойском цикле в зоне Карпат проходят магматические внедрения и наблюдается метаморфическая переработка осадков до состояния гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих Раховский массив. Последующее наложение здесь мезозойских складчатых деформаций в низкотемпературной обстановке приводит к рассланцеванию и гидратации метаморфической толщи Раховского массива.

В соседней с Украинским кристаллическим массивом складчатой области Донбасса породы не испытали метаморфизма в значительных размерах, хотя здесь и наблюдаются внедрения небольших штоков и даек экструзивных пород. Это объясняется тем, что незначительные по своему объему магматические массы не могли достаточно прогреть толщи пород, поэтому напротив, сами они, проходя через холодные массы осадков, застыли в виде стекловато-порфировых образований. Следует отметить, что наличие даек и штоков стекловато-порфировых пород (диабазы, кварцевых порфиров, андезитов) в нижнем карбоне свидетельствует, что на этих больших глубинах, измеряемых несколькими километрами, под толщами среднего и верхнего карбона внедрение проходило в холодные осадочные толщи и поэтому сами представления о глубине остывания магматических пород, судя по структуре пород, следует принимать условно. Большие объемы магматических масс со значительными запасами привнесенного тепла могут в более высоких горизонтах застыть в виде полнокристаллических пород, обеспечив глубокий прогрев вмещающих пород. Высказывается пока еще дискуссионное предположение, что вдоль оси Главного антиклинала Донбасса, в глубоких, не вскрытых горизонтах, поднимались значительные магматические массы, которые вызвали в этой области более высокий прогрев газов и растворов, обусловивших метаморфизацию угольных пластов до антрацитов.

В остальных формациях, не затронутых складчатыми процессами и значительными магматическими внедрениями, осадочные толщи претерпевают различные стадии уплотнения и цементации вследствие диагенетических процессов. Нередко наблюдается тенденция к увеличению плотности осадков от более молодых к более древним; так, например, в Днепровско-Донецкой впадине средняя плотность пермо-триасовых отложений 2,2, среднекаменноугольных 2,31 и нижнекаменноугольных 2,47.

Вместе с тем, по данным В. Н. Головцына (1952), плотности осадков отличаются большой неравномерностью и часто не обнаруживают зависимости от возраста и глубины погружения осадков. В районе г. Ромен породы девона имеют меньшую плотность, чем вышележащие породы нижнего карбона. Плотность пород от четвертичных к верхнемеловым уменьшается. Плотность отложений нижнего карбона в Днепровско-Донецкой впадине 2,40—2,47, в районе Путивля 2,15, в Колайдинцах 2,2—2,6. Плотность пород среднего карбона в районе Петровского купола 2,57, а в Днепровско-Донецкой впадине 2,3 и т. д.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Формирование коры выветривания Украинского кристаллического массива начинается еще в предпалеозое, так как скопления каолина наблюдаются в основании девонских отложений южной окраины Донбасса. Однако наиболее мощное развитие процессов выветривания кристаллического массива проходило, очевидно, в мезозое. Процессы каолинизации, широко развитые по всей территории кристаллического массива, отличаются исключительной интенсивностью. Глубина зоны, затронутой этими процессами, достигает местами 100 м (Глуховцы), а в среднем составляет 30—40 м. Процессы лимонитизации в железорудных формациях Кривого Рога достигают глубины 60 м, и редко 150 м (средняя глубина 25 м). Древние процессы окисления и мартитизации в Кривом Рогу достигают глубины более 1000 м. Местами в результате выветривания главным образом метабазитов и железисто-кремнистых сланцев образуются бокситизированные породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов В. К. 1892. Прилукский уезд. Материалы по оценке земель Полтавской губ., в. II.
- Айзенверг Д. Е. 1940. До характеристики кам'яновугільних відкладів району р. Сухої Яли. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 3.
- Айзенверг Д. Е. 1948а. Деякі нижньокам'яновугільні брахіоподи району Ісацьковського підняття. Зб. праць з палеонт. та стратигр. АН УРСР, т. 1, в. 2.
- Айзенверг Д. Е. 1948б. О фаменских отложениях Вольно-Подольской плиты. ДАН СССР, т. LXIII, № 4.
- Айзенверг Д. Е. 1950а. Isogramma. Meek et Worthen из верхнего карбона Донецкого бассейна. Сб. «Геол. иссл. работы». Углетехиздат.
- Айзенверг Д. Е. 1950б. Кам'яновугільні відклади району р. Вовчої. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 1.
- Айзенверг Д. Е. 1950в. Материалы к фауне брахиопод свиты C_2^3 Донбасса. Сб. «Геол. иссл. работы». Углетехиздат.
- Айзенверг Д. Е. 1951. Про турнейські та нижньовізейські відклади північного масиву. Доп. АН УРСР, № 6, стр. 393—396.
- Айзенверг Д. Е. 1952а. К стратиграфии и палеографии верхнего карбона Донецкого бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 6.
- Айзенверг Д. Е. 1952б. О геологической истории области западного продолжения Донецкого бассейна в течение каменноугольного периода. ДАН СССР, т. 88, № 6.
- Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О. и Шульга П. Л. 1941. О возрасте каменноугольных отложений Исацьковского поднятия. ДАН СССР, т. XXXI, № 2.
- Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О. и Шульга П. Л. 1946. О каменноугольных отложениях Львовской мульды. ДАН СССР, т. LI, № 1.
- Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О. и Шульга П. Л. 1949. О перерыве в отложениях нижнего карбона Львовской мульды. ДАН СССР, т. LXIX, № 1.
- Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Ищенко А. М., Кожич-Зеленко М. П. и Новик Е. О. 1953. Кам'яновугільні відклади Дніпровсько-Донецької западини. Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, в. 2.
- Айнберг Л. Ф. 1930. Роговые обманки Мариупольского щелочного массива. Изв. ГГРУ, т. 49, № 5.
- Айнберг Л. Ф. 1933. Приазовский щелочной массив. Тр. ВГРО, в. 196.
- Алексеев А. К. 1910. Геологические исследования по долине р. Большой Куяльник Зап. Новорос. об-ва естеств., т. XXXVI.
- Алексеев А. К. 1928. Гидрогеологическое исследование долины р. Ингулец. Тр. Южн. обл. мелиор. организ., в. XI.
- Алексеев А. К. 1931. Геологические исследования в северо-восточной части южной половины 32 листа 10-верстной геологической карты СССР. Изв. ВГРО, в. 87.
- Алексеев А. К. 1934. Геологическая съемка Криворожья в м-бе 1:126 000. Описание листа XXVIII—II. Тр. ВГРО, в. 365.
- Алексеев А. К., Гапонов Е. И., Крокос В. И. 1917. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в Тираспольском уезде Херсонской губ., произведенных летом 1914 г. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XVII, в. 6—8.
- Алферьев Г. П. 1948. Находка альбских ископаемых в Закарпатской области УССР. Тр. Львівськ. геол. товари. при Держ. унів., сер. геол., в. 1.
- Андрусов Н. И. 1884. Заметка о геологических исследованиях в окрестностях г. Керчи. Зап. Новорос. об-ва естеств. 9, в. 1.
- Андрусов Н. И. 1889. Новые геологические исследования Керченского полуострова, произведенные в 1888 г. Зап. Новорос. об-ва естеств. 14, в. 2.
- Андрусов Н. И. 1897. Ископаемые и живущие Евразии. Тр. СПб об-ва естеств., отд. геол. и минер., т. XXV.

- Андрусов Н. И. 1907. Следы палиодиновых пластов в южной России. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XX, в. 3.
- Андрусов Н. И. 1917. Понтический ярус. Геология России, изд. Геол. ком., т. IV, ч. 2, в. 2.
- Андрусов Н. И. 1918а. Взаимоотношения Евксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Росс. ак. наук, № 8.
- Андрусов Н. И. 1918б. Геологическое строение дна Керченского пролива. Изв. Росс. ак. наук, № 1.
- Андрусов Н. И. 1923. Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 116.
- Андрусов Н. И. 1926. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнемiocеновую, плиоценовую и послетретичную эпохи. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы.
- Андрусов Н. И. 1928. Южно-русский плиоцен по новейшим исследованиям. Азерб. нефт. хоз., № 6—7.
- Андрусов Н. И. 1929. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Геология СССР, изд. Геол. ком., т. IV, ч. 2, в. 3.
- Анучин Д. Н., Борзов А. А. 1948. Рельеф Европейской части СССР. Географиздат.
- Армашевский П. Я. 1883а. Геологический очерк Черниговской губ. Зап. Киев. об-ва естеств., т. VII, в. 1.
- Армашевский П. Я. 1883б. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Полтавской губернии в 1882 г., Изв. Геол. ком., т. II, № 6.
- Армашевский П. Я. 1883в. Буровая скважина в хуторе Михайловском Глуховского уезда Черниговской губернии. Зап. Киев. об-ва естеств., т. VII, в. 1.
- Армашевский П. Я. 1885. Предварительный отчет о геологических исследованиях в губерниях Курской и Харьковской в 1885 г. Изв. Геол. ком., т. V, № 7—8.
- Армашевский П. Я. 1886. О геологических исследованиях в Херсонской губ. в 1884 г. Зап. Киев. об-ва естеств., т. VIII.
- Армашевский П. Я. 1888. Несколько замечаний по поводу результатов бурения в г. Киеве. Зап. Киев. об-ва естеств., т. IX, протоколы.
- Армашевский П. Я. 1889. О геологическом строении Исачек. Зап. Киев. об-ва естеств., т. X, в. 1.
- Армашевский П. Я. 1892. О буровой скважине близ станции Бобровица Курско-Киевской ж. д. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XII, в. 1.
- Армашевский П. Я. 1896. О некоторых буровых скважинах в окрестностях Киева.
- Армашевский П. Я. 1898. К геологии Волынской губернии. Дневник X съезда естеств. и врачей, № 10.
- Армашевский П. Я. 1900. О Трошинской буровой скважине Каневского уезда. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVI, в. 2.
- Армашевский П. Я. 1903а. Геологические исследования в области р. Днепра и р. Дона. Тр. Геол. ком., т. XV.
- Армашевский П. Я. 1903б. Общая геологическая карта России, п. 46-й. Тр. Геол. ком., т. XV, № 1.
- Архангельский А. Д. 1912а. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Матер. для геол. России, т. XXV.
- Архангельский А. Д. 1912б. Успехи изучения палеоценовых отложений в России с 1905 до 1911 г. Ежегодн. геол. и минер. России, т. XIV, в. 4—5.
- Архангельский А. Д. 1913. Заметки о послетретичных отложениях восточной части Курской губернии. Тр. Почвен. ком., т. II, в. 2.
- Архангельский А. Д. 1923а. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I, Петроград.
- Архангельский А. Д. 1923б. Геология и гравиметрия. ОНТИ.
- Архангельский А. Д. 1924. К вопросу об условиях залегания докембрийских пород в восточной части Южно-Русской мульды. Тр. КМА, в. X.
- Архангельский А. Д. 1927. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. «Фосфориты СССР». Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. Госгеолиздат.
- Архангельский А. Д. 1933. Геология и гравиметрия. ОНТИ.
- Архангельский А. Д. 1935. Геологическое строение СССР. Западная часть, в. 1 и 2, изд. 2-е, ОНТИ.
- Архангельский А. Д. 1937. Геологическое строение СССР. ОНТИ.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д. 1947а. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолиздат.
- Архангельский А. Д. 1947б. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности земли. Госгеолиздат.

- Архангельский А. Д. и Никшич И. И. 1913. Предварительный отчет о работах по изучению естественно-исторических условий Черниговской губернии в 1912 г. СПб.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Преображенский К. А., Некрасов Б. П. 1924. Общие результаты геологического исследования по северо-западной скрине Донецкого бассейна в 1923 г. Тр. геол. отд. ОКК МА, в. V.
- Архангельский А. Д., Крестовников В. Н. и Шатский Н. С. 1927. Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. Фосфориты СССР. Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол., т. XI, № 4.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федьинский В. В. и Люстих Е. Н. 1937. Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР.
- Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР, т. VI, Пермская система. Под ред. Б. К. Лихарева, ГОНТИ, 1939.
- Балуховский Н. Ф. 1949. Задачи геологоразведочных работ на окраинах Донбасса. Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Балуховский Н. Ф. 1952. Про вік конгломератів Бахмутської котловини. Геол. журн., т. XII, в. 3.
- Балуховский Н. Ф. 1954. Пермские отложения северо-западной окраины Донбасса. Монография геол. строения и газоносности Дн.-Донецкой впадины и сев.-западн. окраины Донбасса, АН СССР.
- Балуховский Н. Ф. и Шульга. П. Л. 1950. Про вік кам'яновугільних відкладів району Петровського куполу. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 1.
- Банковский В. А. 1951. Сульфидная сера в Донецких углях—показатель фациальных условий. Углетехиздат.
- Банковский В. А. 1952. Интрузії основних порід на південному сході Донбасу. Доп. АН УРСР, № 1.
- Банковский В. А. 1953. Условия минералогической и химической концентрации в вопросе осадкообразования Донецкого продуктивного карбона. Геол. журн., т. XIII, в. 3, Ин-т геол. наук АН УССР.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1867а. Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1866 г. Юб. сб. Минер. об-ва, СПб.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1867б. Сарматский ярус миоценовой формации. Горн. журн., т. III, № 7.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1869а. Геологический очерк Херсонской губернии. СПб.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1869б. О балтском ярусе третичной почвы южной России. Зап. Минер. об-ва, т. IV.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1869в. О лабрадоритовой породе Каменного Брода. Зап. СПб минер. об-ва, сер. 2, ч. IV.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1870. Геологические исследования от г. Курска через г. Харьков, до г. Таганрога. Горн. журн. № 11.
- Барбот-де-Марни Н. А. 1871. Геологические исследования в 1868 г. в губерниях Киевской, Волынской и Подольской. Зап. минер. об-ва, т. VII.
- Барбот-де-Марни Н. А. и Карпинский А. П. 1873. Геологические исследования в Волынской губернии. Научн.-ист. сб. Петерб. горн. ин-та.
- Бартошевский В. И., Лычак И. Л., Ткачук Л. Г. (под ред. Л. Г. Ткачука), 1941. Геолого-петрографический очерк северо-западной части кристаллического массива УССР, ч. I и II. Ин-т геол. АН УССР.
- Басс Ю. Б. 1941. Про крейдові і палеогенові відклади басейну р. Молочної. Геол. журн. АН УССР, т. VIII, в. 1. Київ.
- Басс Ю. Б., Славин В. И., Ткачук Л. Г. 1946. Геологическая карта СССР, м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка к л. М-35 (Львов). Госгеолиздат.
- Батурич В. П. 1942. Об устойчивости и синтезе минералов глубинных геосфер в стратосфере. ДАН СССР, т. XXXVII, № 1.
- Безбородько Н. И. 1925. Явления ассимиляции и инъекционного метаморфизма на Подолии. Изв. Уральск. политехн. ин-та, т. IV, ч. 1—2.
- Безбородько Н. И. 1928а. Отчет по исследованию кристаллических пород по линии железной дороги Бобринская—Голта летом 1919 г. Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., в. II.
- Безбородько Н. И. 1928б. Терен мігматизації на лівобережжі України та ортитовий граніт с. Салтичії. Тр. Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, т. II.

- Безбородько Н. И. 1929. Граниты Волини и их пегматиты. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 13.
- Безбородько Н. И. 1930. Значение ассимиляции для образования некоторых типов петрографических провинций. Тр. Минер. музея АН СССР.
- Безбородько Н. И. 1931. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов. Тр. Минер. ин-та, т. I, изд. АН СССР.
- Безбородько Н. И. 1935а. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. Тр. наук.-досл. ін-ту геол. АН УРСР, в. II.
- Безбородько Н. И. 1935б. Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР. Пробл. сов. геол., № 11.
- Безбородько Н. И. 1936а. Вулканічні процеси кристалічної смуги в стратиграфії докембрію УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. I.
- Безбородько Н. И. 1936б. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов. Тр. Минер. ин-та АН СССР, т. I.
- Белевцев Я. Н. 1940а. Новые данные о стратиграфии Криворожских пород. Бюлл. НИГРИ, № 3—4.
- Белевцев Я. Н. 1940б. Структура рудного поля рудника им. Дзержинского (Криворожье). Сов. геол., № 4.
- Белевцев Я. Н. 1946. Стратиграфия и тектоника Криворожского бассейна. Сов. геол., № 11.
- Белевцев Я. Н. 1951. Типы рудных полей Криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе железных руд. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Бельский С. В. 1915. К петрографии Волини. Песчаники Житомирского и Новоград-Волинского уездов. Тр. об-ва испыт. Волини, т. VII.
- Бельский С. В. 1923. Отчет о геологических работах 1921 г. в Волинской губ., Житомир.
- Бельский С. В. 1926а. Геологічні досліді Коростенщини року 1926. Волинський Краєзнавчий музей, Житомир.
- Бельский С. В. 1926б. Исследования 1923 г. в Волинской губернии по составлению геологической карты одноверстного масштаба и поискам полезных ископаемых. Тр. Волинской геол. партии, Житомир.
- Бельский С. В. 1928. Геологічні досліді на Волині 1927 р., 3б. I, Волинський наук.-досл. музей, Житомир.
- Бетехтин А. Г. 1946. Промышленные марганцевые руды СССР, изд. АН СССР.
- Биленко Д. К. 1930. Матеріали до характеристики копалинних ґрунтів Середньої Наддніпрянщини. Праці Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, т. IV.
- Биленко Д. К. 1931. Копальні ґрунти гори Півихи. Четверт. період, в. 1—2.
- Биленко Д. К. 1934. Про межу лесів і задрів на території Києва та його оклиць. Четверт. період, в. 7.
- Биленко Д. К. 1935. Четвертинні відклади Хакідньої частини Донецької області й прилеглих районів областей Харківської і Дніпропетровської. Четверт. період, в. 8.
- Биленко Д. К. 1939. Матеріали до геологічної історії долини верхнього і середнього Дніпра. Вид. АН УРСР.
- Билык А. О., Кожич-Зеленко М. П. и др. 1954а. Про верхньопалеозойські відклади району Радченкова. Геол. журн., т. XIV, в. I, Київ.
- Блюмель В. 1867. О долерите с. Исачек, Лубен. уезда Полт. губ. Киевск. ун-та. изв.
- Богданов А. А. 1949. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геол. № 40.
- Богданов А. А., Обручев Д. В., Пушаровский Ю. М., Трусова И. Ф. 1947. Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. Матер. к познан. геол. строен. СССР. Изд. МОИП, в. 9 (13).
- Богданов А. А. и Пушаровский Ю. М. 1950. Основные черты тектоники Центр. синклинальной зоны Вост. Карпат. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.
- Богомолов Г. В. 1946. Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа. Сб. «Геол. и полезн. ископ. БССР», № 1.
- Бондарчук В. Г. 1931. Четвертинні поклади північної частини Азовського моря. Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутківського, ч. I.
- Бондарчук В. Г. 1932а. Каспійські поклади північно-східного узбережжя Азовського моря. Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутківського.
- Бондарчук В. Г. 1932б. Фауна солоdkоводних відкладів м. Меджибожа. Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутківського, т. II.
- Бондарчук В. Г. 1932в. Четвертинні відклади с. Денешів на Волині. Четверт. період, в. 3.
- Бондарчук В. Г. 1932г. Четвертинні відклади північної Приазовщини. Журн. геол.-географ. циклу, № 3.

Бондарчук В. Г. 1933. Четвертинна фауна з терас пониззя р. Псла. Четв. період, в. 6.

Бондарчук В. Г. 1934а. Об ископаемых моллюсках из четвертичных отложений СССР. Тр. сов. секции междунар. ассоц. по изучен. четверт. периода Европы, в. 1.

Бондарчук В. Г. 1934б. Про синхронізацію морських і континентальних четвертинних покладів Надчорномор'я. Журн. геол.-географ. циклу, № 4/8.

Бондарчук В. Г. 1935. Четвертинні відклади північної частини УРСР. Четв. період, в. 9.

Бондарчук В. Г. 1937. О геоморфологии Днепровско-Донецкой впадины в направлении понсков соляных структур. Разв. недр, № 2.

Бондарчук В. Г. 1938. О стратификации и стратиграфии лёссового покрова УССР. Пробл. сов. геол., № 1.

Бондарчук В. Г. 1939а. Еще о неогеновых и четвертичных террасах Украины. Сов. геол., № 10—11.

Бондарчук В. Г. 1939б. О лёссе южной части Русской впадины. Сов. геол., № 8.

Бондарчук В. Г. 1939в. Общая карта четвертичных отложений УССР, м-ба 1:2500000 (автореферат). Тр. сов. секции междунаро. ассоц. по изучен. четверт. периода, в. IV.

Бондарчук В. Г. 1941а. Схема геоморфологического районирования УССР. Київ, Держ. ун-т.

Бондарчук В. Г. 1941б. Тектоника Каневских «гор». Сов. геол., № 1.

Бондарчук В. Г. 1946а. Геологічна структура УРСР, вид. АН УРСР.

Бондарчук В. Г. 1946б. Тектоорогения. Изв. Киев. гос. ун-та.

Бондарчук В. Г. 1947. Геологічна будова УРСР. Вид. «Радянська школа».

Бондарчук В. Г. 1949а. Геологическая структура УССР и перспективы ее нефтеносности. Тр. научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, изд. АН УССР.

Бондарчук В. Г. 1949б. Геоморфологія УРСР. Вид. «Радянська школа».

Борисяк А. А. 1900. Геологические исследования в Изюмском и Павловском уездах. Изв. Геол. ком., т. XIX, в. 2.

Борисяк А. А. 1905. Геологический очерк Изюмского уезда. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 3.

Борисяк А. А. 1908. Фауна Донецкой юры, ч. I. Cephalopoda. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 37.

Борисяк А. А. 1917. Донецкая юра. Геология России, т. III, ч. II, в. 3.

Борисяк А. А. и Яковлев Н. Н. 1916. Геологическая карта северо-западной окраины Донецкого Кряжа. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 153.

Борисяк Н. Д. 1862. Записки о кристаллических породах поблизости Днепровских порогов. Изв. Киев. ун-та.

Борисяк Н. Д. 1867а. О северном и западном продолжении под новейшими осадками западной части Донецкой каменноугольной формации. Сб. мат., относящихся к геол. юга России, кн. I.

Борисяк Н. Д. 1867б. О стратиграфических отношениях почв Харьковской и прилегающих к ней губерний. Сб. матер., относящихся к геол. юга России, кн. I.

Ботвинкина Л. Н. 1952. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Бочковский Ф. А. 1953. Условия осадкообразования свит C_2 и C_2^2 в Красноармейском угленосном районе Донбасса. ДАН СССР, нов. сер., т. XC, № 6.

Бражникова Н. Е. 1936. Про *Schwagerina* ex. gr. *princeps* Ehgenb. в доломитах Артемовщины. Геол. журн., т. III, в. 2, Киев.

Бражникова Н. Е. 1939. Матеріали до вивчення форамініфер центрального карбону Донбасса. Тр. Ін-ту геол. наук УРСР по Донбасу.

Бражникова Н. Е. 1941а. К вопросу вертикального распространения фораминифер верхнего палеозоя Донбасса. Мат. по нефтен. Д.-Д. впадины, в. 1.

Бражникова Н. Е. 1941б. О фораминиферах из скважин на северной и западной окраинах Донбасса. Матер. по нефтен. Д.-Д. впадины, в. 1.

Бражникова Н. Е. 1950. До стратиграфії кам'яновугільних відкладів західної та північної окраїн Донбасу за фауною форамініфер. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 1.

Бражникова Н. Е. 1951а. Про зміну фауни форамініфер на межі нижнього та середнього карбону Донбасу. Геол. журн. АН УРСР, т. XI, в. 3.

Бражникова Н. Е. 1951б. Матеріали к изучению фауны фораминифер западной окраины Донбасса, АН УССР, Тр. Ин-та геол. наук, сер. стратигр. и палеонт., в. 5.

Бражникова Н. Е. и Потиевская П. Д. 1948. Наслідки вивчення форамініфер за матеріалами свердловини західної окраїни Донбасу. Зб. праць з палеонт. та стратигр., т. I, в. 2.

- Бражникова Н. Е. и Потиевская П. Д. 1950. До вивчення зміни фауни форамініфер в залежності від фаціальних умов. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 2.
- Бражникова Н. Е. и Новик Е. О. 1954. Каменноугольные отложения Днепроовско-Донецкой впадины. Геологическое строение и газонефтеносность Днепроовско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изд. АН УССР.
- Брио. 1812. Химические исследования гранитов Старых Кайдаков. Тр. Харьк. об-ва испыт. природы, V.
- Бубнов С. 1935. Геология Европы, т. II, ОНТИ.
- Буренин Г. С. и Мирчинк Г. Ф. 1914. Отчет по исследованию фосфоритов Черниговской губернии. Тр. Ком. иссл. фосфор., т. VI.
- Венюков П. Н. 1891. О силурийских отложениях Подольской губернии. Вестн. естествозн., т. II, № 8.
- Венюков П. Н. 1899. Фауна силурийских отложений Подольской губернии. Матер. для геол. России, т. XIX.
- Вернадский В. И. 1892. Кременчугский уезд Полтавской губернии. Мат. к оценке земель Полтавской губ., в. 15.
- Викторова Р. О. и Ковалевский С. А. 1954. Акчагыл в Молдавии. ДАН СССР, т. XCIV, № 4.
- Власов К. А. 1946. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. LIII, № 9.
- Вознесенский В. Д. 1898. Гидрогеологические исследования в Александровском уезде Екатериновславской губернии, СПб.
- Выдрин И. Н. 1892. Припятинский уезд. Матер. к оценке земель Полтавской губ., в. 14.
- Выржиковский Р. Р. 1916. К геологии южной части Каневского уезда. Зап. Киевск. об-ва естеств., прот. за 1915 г.
- Выржиковский Р. Р. 1925. Предварительный отчет об изучении разведочных буровых скважин на дне Южно-Бугского лимана и некоторые замечания к геологии этого лимана. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 6.
- Выржиковский Р. Р. 1927. Геологический очерк Автономной Молдавской ССР. Изв. Укр. отд. Геол. ком., в. 10.
- Выржиковский Р. Р. 1928. Новая гряда сарматских рифовых известняков на Подоліи. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 11.
- Выржиковский Р. Р. 1929а. Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья. Вест. Укр. район. геол.-разв. упр., в. 14.
- Выржиковский Р. Р. 1929б. Открытие палеогена в Подольском Приднестровье. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 3.
- Выржиковский Р. Р. 1931. Звіт про детальне геологічне здіймання Подільського фосфоритового району. Мат. до загальної та застосованої геології України, в. VII-A, Київ.
- Выржиковский Р. Р. 1933. Геологічна карта України, пл. XXVI—6 и XXVII—6 (Наддністрянщина, Могилів—Ямпіль). Изд. Укр. геол.-разв. тр.
- Вялов О. С. 1948. Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей. Тр. Львовск. геол. об-ва при Гос. ун-те им. Ив. Франко, геол. сер., в. 1, Львов.
- Вялов О. С. 1949. Структура Карпат и Закарпатской области УССР. Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Укр. ССР. Изд. АН УССР.
- Гаврусевич Б. А. 1930. К минералогии и геохимии пегматитов Волини. Тр. Минер. музея АН СССР, т. IV.
- Гаврусевич Б. А. 1933. О геохимико-генетических типах пегматитов правобережной Украины. Тр. Ломоносовского ин-та, в. 2.
- Гапеев А. А. 1927. Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна. Матер. по общ. и прикл. геол., в. 123.
- Гапонов Е. А. 1912. Ископаемые диатомовых водорослей из сарматских слоев севера Таврической губернии. Зап. Новор. об-ва ест., т. 39.
- Гапонов Е. А. 1916. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в Тираспольском уезде Херсонской губ., произведенных летом 1914 г. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. 17, в. 6—7.
- Гапонов Е. А. 1928. Гидрогеологический разрез Тирасполь-Николаев-Кочкаровка. Тр. Южн. об-ва мелиор. организ., в. 2, Одесса.
- Гедройц А. К. 1882. Геологическая карта Виленской, Ковенской, Сувальской, Гродненской и Минской губ. (без текста).
- Гедройц А. К. 1886. Отчет о геологических исследованиях Полесья. Изв. Геол. ком., т. V.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. 1939. Четвертичная геология. Учпедгиз.
- Гершойг Ю. Г. 1929. Залізни руди Криворіжжя. ОНТИ.
- Гершойг Ю. Г. 1932. Залізни руди Криворіжжя. ОНТИ, Дніпропетровськ.
- Гершойг Ю. Г. 1936. Результаты свердління 1147-м свердловини № 120 на Криворіжжі. Геол. журн. Укр. ак. наук, III, вып. 3/4.

- Гершойг Ю. Г. 1937. Детализация стратиграфической схемы Криворожья. Пробл. сов. геол., № 4.
- Гершойг Ю. Г. 1938. Тектоническая схема Криворожья. Сов. геол., т. VIII, № 10.
- Гершойг Ю. Г. 1940. Гидротермальные жилы Криворожского бассейна. Сов. геол., № 8.
- Гинзберг А. С. 1916. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изд. Петерб. политехн. ин-та, т. XXV, в. 1—2.
- Гиммельштейн Е. Н. 1946. Глубинная геология юго-восточной части Белоруссии и возможность выявления здесь нефти и новых месторождений каменной соли. Геол. и пол. ископ. БССР, сб. 1, Минск.
- Головкинский Н. А. 1890. Артезианские колодцы Таврической губернии. Одесса.
- Головкинский Н. А. 1894. Артезианские условия Херсонского уезда. Херсон.
- Головцын В. Н. 1952. К вопросу о метаморфизме. Геол. журн., т. XII, в. 2.
- Голубцов В. К. 1954. О нижнекаменноугольных отложениях района Ельска (Припятского Полесья). ДАН, т. 97, № 1.
- Голубятников Д. 1901. Гидрогеологические исследования в северной части Мариупольского уезда Екатеринославской губ. Изв. Геол. ком., т. XX, в. 3—4.
- Горбенко В. Ф. 1953. К вопросу о стратиграфии меловых отложений северо-восточного крыла Причерноморской впадины. ДАН СССР, т. XCIII, № 1.
- Горелик З. А. 1945. Данные по тектонике Белоруссии и проблемы выявления месторождений соли и нефти на ее территории. Гос. изд. БССР, Минск.
- Горелик З. А. 1946. Проблемы изучения тектоники БССР в связи с задачами выявления полезных ископаемых, приуроченных к глубоким недрам. Геол. и пол. ископ. БССР, сб. 1, Гостгеоліздат.
- Гофштейн И. Д. 1954. О несогласии на границе нижнего и верхнего силура в Приднестровье. ДАН, сер. геол., № 1.
- Григорович-Березовский Н. А. 1905. Плиоценовые и постплиоценовые отложения южной Бессарабии. Зап. Новор. об-ва естеств., т. XXVIII.
- Григорович-Березовский Н. А. 1909. Некоторые замечания о левантинских отложениях южной Бессарабии. Зап. Новор. об-ва естеств., т. XXXIII.
- Григорович-Березовский Н. А. 1915. Левантинские отложения Бессарабии и Молдавии. Изв. Варшав. ун-та.
- Грищинский П. И. 1916. Местонахождение мусковита в окрестностях с. Чуднова. Рудн. вестн., № 1.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологические и археологические обоснования стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие палеолит.). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64.
- Грязнов В. И. 1950. О марганцевых рудах Никопольского марганцевого месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, журн. 17.
- Гуров А. В. 1880. Геологический очерк кристаллических пород в Мариупольском и Бердянском уездах. Тр. Харьк. об-ва испыт. природы, т. XIV.
- Гуров А. В. 1882. К геологии Екатеринославской и Херсонской губернии. Тр. Об-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. XVI.
- Гуров А. В. 1883. К геологии Екатеринославской и Харьковской губ. Тр. Об-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. XXVII.
- Гуров А. В. 1888. Геологическое описание Полтавской губ. Отчет Полтавскому губернскому земству. Изд. Полт. губ. земства, Харьков.
- Гуров А. В. 1893. Гидрогеологические исследования Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринослав. губ.
- Гурьев 1835. Геологические замечания по левому берегу Днепра от устья сей реки до селения Капры. Горн. журн., т. II.
- Гюндельштедт. 1774. Дневник путешествия по Слободско-Украинской губернии акад. Гюндельштедта в августе и сентябре 1774 г.
- Давиташвили Л. Ш. 1933а. Заметки о параллелизации плиоценовых отложений юго-восточной Европы. Информ. сб. нефт. Геол.-разв. ин-та, № 2—3.
- Давиташвили Л. Ш. 1933б. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской провинции. Гостехиздат.
- Давиташвили Л. Ш. 1937а. К истории и экологии моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего плиоцена (мэотис — нижний понт). Проблемы палеонт., т. 2—3.
- Давиташвили Л. Ш. 1937б. К экологии животных рифовой фации среднего миоцена УССР. Пробл. палеонт., т. 2—3.
- Давиташвили Л. Ш. 1937в. Об онкоровых слоях и фауне и их распространении. Пробл. палеонт., т. 2—3.
- Дайн Л. Г. 1939. Работы ВНИГРИ и Украинского отделения ВКГР по микрофауне мезозоя и палеогена Украины. Тр. нефт. конф. Ин-та геол. АН УССР.

- Дайн Л. Г. и Гроздилова Л. П. 1953. Турнейеллиды и архедизиды. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., в. 75 (ископаемые фораминиферы СССР). Гостоптехиздат. Девон Русской платформы. (Сб докладов). Гостоптехиздат, 1953.
- Дидковский В. Я. 1950. Про мікрофауну неогенових відкладів деяких районів Молдавської РСР. Доп. АН УРСР, № 2.
- Дидковский В. Я. 1952а. Про мікрофауну неогенових відкладів Одеського та суміжних районів. Геол. журн., т. XII, в. 4.
- Дидковский В. Я. 1952б. Про мікрофауну нубекулярієвих відкладів м. Кишиньова. Доп. АН УРСР, № 4.
- Дидковский В. Я. и Сорочан О. А. 1954. З приводу статті Р. О. Вікторової й О. С. Ковалевського «Акчагил в Молдавії». Геол. журн. АН, т. XIV, в. 3.
- Дикенштейн Г. Х. 1950. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Воляни. ДАН СССР, т. LXX, № 2.
- Дикенштейн Г. Х. 1953а. О границе между силуром и девонем на Подолии ДАН СССР, нов. сер., т. XC, № 6.
- Дикенштейн Г. Х. 1953б. Девонские отложения западной Украины. ДАН СССР, нов. сер., XC, № 5.
- Дикенштейн Г. Х. 1953в. Основные черты структур зап. части Русской платформы в нижнем палеозое. Бюлл. МОИП, сер. геол., т. 28, в. 4.
- Дмитриев Н. И. 1927. К вопросу о времени образования лёсса на Украине. Бюлл. почвовед., № 5—7.
- Дмитриев Н. И. 1933а. Формы поверхности Украины, созданные аккумулятивной и эрозионной деятельностью Днепровского ледника. Тр. 2-й Междунар. ассоц. по изучен. четверт. периода, в. 3.
- Дмитриев Н. И. 1933б. Четвертинні відклади області Українського кристалічного масиву. Уч. зап. Харк. держ. унів., № 10.
- Дмитриев Н. И. 1936. Рельеф УРСР (геоморфологічний нарис). Вид. «Радянська школа».
- Дмитриев Н. И. 1937а. Граница моренных відкладів Дніпровського зледеніння. Уч. зап. Харк. держ. унів., кн. 8—9.
- Дмитриев Н. И. 1937б. О количестве и возрасте террас Среднего Днепра. Землевед., т. XXXIX, в. 1.
- Дмитриев Н. И. 1937в. О стратиграфии лёсса Среднего Приднепровья. Уч. зап. Харк. держ. унів., № 6—9.
- Дмитриев Н. И. 1938. Геоморфология Украинского кристаллического массива. Землевед., т. XLI, в. 1.
- Добринин Б. Ф. 1950. Фізична географія СРСР. Вид. «Радянська Школа».
- Доброхотов М. Н. 1954. К вопросу о генезисе богатых железных руд Криворожского типа. Геол. журн., т. XIV, в. 1.
- Джугаев В. 1894. Материалы к оценке земель Полтавской губ. Орография, геология, почва, климат, флора. Изд. Полт. губ. земства.
- Долінський А. 1870. О месторождении бурого угля Екатеринопольской казенной дачи. Т. I, Киев.
- Домгер В. А. 1876. Геологические исследования западной части кристаллической полосы в Новороссии в 1875 г. Горн. журн., т. II.
- Домгер В. А. 1881а. Геологические наблюдения в западной части Криворожской ж. д. Южно-Русский горный листок, т. III.
- Домгер В. А. 1881б. О кристаллических породах юга и юго-запада Европейской России. Горн. журн.
- Домгер В. А. 1882а. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1881 г. Изв. Геол. ком., т. II.
- Домгер В. А. 1882б. Эоценовые образования в Екатеринославской губернии. Южно-Русский горный листок, т. IV.
- Домгер В. А. 1883. Предварительный отчет о геологических исследованиях, проведенных летом 1882 г. Изв. Геол. ком., т. II.
- Домгер В. А. 1884. Предварительный отчет о геологических исследованиях, проведенных летом 1883 г. Изв. Геол. ком., т. III.
- Домгер В. А. 1901. Геологические исследования, произведенные на юге России. Тр. Геол. ком., т. XI, в. 1.
- Домгер В. А. 1902. Геологические исследования в южной России в 1861—1884 гг. Тр. Геол. ком., т. XX, № 1.
- Дуброва Б. С. 1929. Железистые кварциты и руды западной части Мариупольского и восточной части Мелитопольского округов УССР. Изв. Геол. ком., т. 48, № 10.
- Дубинский А. А. 1935. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска (Воронежская область). Тр. ЦНИГРИ, в. 39.
- Дубинский А. А. 1948. Геология и подземные воды Курской и Орловской областей, т. I, Воронеж.
- Дубянский В. В. 1905. Об овручских песчаниках. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XX.

- Думитрашко Н. В. 1929а. Фауна середньоземноморських покладів. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 13.
- Думитрашко Н. В. 1929б. Фація средиземноморських отложений с. Кучи. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 13.
- Дысса Ф. С. 1940. О сеноманских и нижнемеловых отложениях Причерноморской впадины. Научн. зап. Днепропетр. гос. ун-та, т. XVII.
- Евсеева С. И. 1940. О новом выходе диабазовой брекчии на северо-западной окраине Донецкого бассейна. Мат. по геол. и гидрогеол., сб. 3 за 1939 г. Киев.
- Евсеева С. И. 1941. Пермские отложения Большого Донбасса и их возможные минеральные ресурсы. Госгеолиздат (сб. статей), Ленинград.
- Евсеева С. И., Лунгерсгаузен Л. Ф., Шалыт Е. С., Шевко В. С. при участии Бражниковой Н. Е., Новик Е. О. и Палий Р. Н. 1939. Пермские отложения Донецкого бассейна. Мат. сек. минер. рес. ГУ УССР.
- Евсеев Т. Ф. 1948. О палеогеновых отложениях Могилевского Приднестровья. Зап. Ин-та геол. Харьк. гос. ун-та, т. XXVI.
- Евсеев Т. Ф. 1949. К вопросу о возрасте подольского «яруса» (Поднестровье). ДАН СССР, т. LXVII, № 1.
- Еремеев П. 1897. Об ауэрбахите и заключающей его горной породе. Изв. АН СССР, т. VII, № 2.
- Ершов В. З. 1933. О синонимике угольных пластов Гришинского каменноугольного района Донецкого бассейна. Тр. Вседон. эксп. геол. бюро Главугля, в. 1.
- Жижченко Б. П. 1940. Нижний и средний миоцен. Стратиграфия СССР. Т. XII, Неоген. Изд. АН СССР.
- Жилинский И. 1892. Очерк работ экспедиции по орошению юга России и Кавказа.
- Завистовский В. С. 1938. Глубинная геология Причерноморской впадины по данным геофизики. Тр. Конф. по пробл. Сиваша. Изд. АН СССР.
- Завистовский В. С., Субботин С. И. 1941. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Залесский М. Д. 1928. Опыт разделения каменноугольных осадков Донецкого бассейна на основании ископаемой флоры. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 1, стр. 1—10.
- Залесский М. Д. 1930. О двух новых ископаемых растениях из нижнекаменноугольных отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, № 3.
- Залесский М. Д. 1937. О подразделении каменноугольных и пермских отложений Донецкого бассейна на основании их ископаемой флоры. Проблемы палеонт., т. II—III; палеонт. лабор. Моск. гос. ин-та.
- Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф. 1933. Палеоботаническое исследование в нижнем карбоне Донецкого бассейна и деление этого карбона на основании ископаемой флоры. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., в. 275.
- Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф. 1938. Ископаемая флора среднего отдела каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, в. 98, М.—Л.
- Заморий П. К. 1935а. Геоморфологія та четвертинні відклади межиріччя Ворскла—Орчик—Берестова в їх середній течії. Четверт. період, в. 8.
- Заморий П. К. 1935б. Четвертинні поклади північно-східної частини УРСР. Четверт. період, в. 9.
- Заморий П. К. 1937. Про знахідки вулканічного попелу в четвертинних відкладах Кримської АРСР, УРСР та у Воронежській області РРФСР. Четверт. період, в. 12.
- Заморий П. К. 1940. Нові дані про еоценові відклади у Володарськ-Волинському районі Житомирської області. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 1—2.
- Заморий П. К. 1950. Рухи земної кори за четвертинного періоду на території УРСР. Тр. Географ. ф-ту Київ. держ. унів., № 1.
- Заморий П. К. и Молявко Г. И. 1946. Геологичний опис долини р. Молочної і Молочного лиману. Зб. робіт компл. екпед. АН УРСР до дослідж. Молочного лиману.
- Заморий П. К. и Молявко Г. И. 1952. Четвертинні відклади Лівобережної частини Причерноморської западини. Тр. Геогр. ф-та Київ. гос. ун-та.
- Заморий П. К. и Ромоданова А. П. 1945. Поховані торфяники УРСР. Вид. Київ. держ. унів..
- Заспелова В. С. 1948. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., в. 31, сб. I «Второе Баку и Западная Сибирь». Госгостехиздат.
- Захарченко Г. М. 1936. Деякі нові матеріали до глибинної геології. м. Полтави. Наук. зап. Харьк. держ. унів.
- Захарченко Г. М. 1941. Литология дотретичных отложений района Полтавы. Научн. зап. Харьк. гос. пед. ин-та, т. VIII.
- Захарченко Г. М. 1950а. К литостратиграфии меловых отложений глубокой части Днепровско-Донецкой впадины. Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. X.

- Захарченко Г. М. 1950б. О возрасте проблематической глинисто-песчаной свиты в Харькове. Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, в. 10.
- Захарченко Г. М. 1951. Литология подмеловых пестроцветных пород в районе Харькова. Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. 31.
- Зонов Н. Т. 1939. Геологический обзор фосфоритоносных отложений Хоперского горизонта бассейна р. Сейма. Тр. Научно-иссл. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам им. Самойлова, в. 146.
- Зуев В. 1787. Путешественные записки от С.-Петербурга до Херсона в 1781 и 1782 гг. СПб.
- Иваницкий И. 1833. Геогностическое описание Мариупольского округа. Горн. журн., № X.
- Иванов Л. Л. 1910. Некоторые минералы и породы окрестностей г. Житомира. Тр. Об-ва испыт. природы Волини, т. II.
- Иванов Л. Л. 1914. Геологическое строение ложа р. Днепра в месте перехода его железнодорожной линией Мерефа—Херсон. Изв. Екатер. горн. ин-та.
- Иванов Л. Л. 1925. К минералогии Волини. Тр. Об-ва иссл. Волини, в. 1, 2, 3, 4.
- Иванов Л. Л. 1933. К минералогии топазовых месторождений Волини. Изв. АН СССР, т. VII, № 3.
- Искель О. И. 1895. Нижнетретичные селяхии из южной России. Тр. Геол. ком., т. IX, № 4.
- Ищенко А. М. 1950а. Некоторые результаты применения спорового анализа для изучения стратиграфии и палеогеографии отложений карбона УССР. Тр. Конф. по споро-пыльц. анал. в 1948 г., Москва.
- Ищенко А. М. 1950б. Про застосування мікроспорового аналізу для стратиграфічної кореляції вугільних шарів у Донецькому басейні. Геол. журн., АН УРСР, т. X, в. 2.
- Ищенко А. М. 1952а. Атлас микроспор и пыльцы среднего карбона Донбасса. Изд. АН УССР.
- Ищенко А. М. 1952б. Сапропелиты Донецкого бассейна. Изд. АН УССР.
- Ищенко А. М. 1954. Сапропелиты Донецкого бассейна. Изд. АН УССР.
- Ищенко Т. А. 1953. Нові дані про середньокам'яновугільну флору антрацитових районів центральної частини Донецького басейну. Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, в. 3.
- Каманин Л. Г. и Слодкевич В. С. 1930. Находка спониодонтовых слоев и отложений I-го средиземноморского яруса в районе Никопольских марганцевых месторождений. ДАН СССР, сер. А, № 26.
- Каминский А. А. 1934. Засухи и равнинные суховеи Европейской территории Союза. Ленинград.
- Каниболоцкий П. М. 1936. Генезис Никопольских марганцево-рудных родовищ. Тезиси I Конф. мол. учен. України.
- Каниболоцкий П. М. 1940. Генезис марганокальцитов Никопольского марганцево-рудного месторождения. Науч. зап. ДГУ, т. XVII, в. 1.
- Каниболоцкий П. М. 1946. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд. АН УССР и Черновицкого ун-та.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1928. Поширення межі розповсюдження Карпатської ріни у Вінницькій окрузі. Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, т. II.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1932. Терапи р. Південний Буг у межах Української кристалічної смуги (від верхів'я до м. Гайворон). Четв. період, в. 3.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1936а. Мікрофауна форамініферових шарів околиць с. Холодна Балка Одеського району. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 2.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1936б. Форамініфери київського мергелю г. Півихи. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 2.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1939а. До питання про мікрофауну палеогену західних областей УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 1—4.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1939б. О возрасте известняка Роменского соляного купола. Тр. Нефт. конф. 1938 г.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1941. О распространении микрофауны в палеогене западной и центральной частей Днепровско-Донецкой впадины. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1947а. До стратиграфії палеогену Никопольського марганцеворудного району. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 4.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1947б. Знахідка форамініфер в палеогенових відкладах околиць м. Сум. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 4.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1947в. О фаціальних изменениях киевского мергеля. Геол. журн. АН УССР, т. VIII, в. 4.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1949. Новые данные по палеогену УССР. Тр. Научн. геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1951. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Тр. Ин-та геол. наук, сер. стратигр. и палеонтол., в. 3.

- Каптаренко-Черноусова О. К. 1953. Стратиграфия палеогеновых отложений Причерноморской впадины. Геол. журн. т. 13, в. 3.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1954. Об остатках голотурий в юрских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Каракаш Н. И. 1907. Гидрогеологические исследования при постройке второй Екатеринославской ж. д. Горн. журн., т. II.
- Карицкий А. Д. 1890. Следы юрского периода по правому берегу р. Днепра в Каневском уезде Киевской губ. Мат. по геол. России, т. XIV.
- Карлов Н. Н. 1937. Новые данные о распространении и составе меловых отложений в пределах юго-западной окраины Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Карлов Н. Н. 1940. Редкая фация олигоценых отложений в Днепровско-Донецкой впадине. Сов. геол., № 2—3.
- Карлов Н. Н. 1950. Морское дно в русле Днепра. Природа, № 2.
- Карлов Н. Н. 1953. Новые данные о времени и условиях отложений песков полтавского яруса. ДАН СССР, т. XC, № 6.
- Карлов Н. Н. и Носовский М. Ф. 1953. О находке морской чокракской фауны в надрудной толще Никопольского района. БМОИП, отд. геол., т. 28, в. 1.
- Карпинский А. П. 1883. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горн. журн., т. III, № 9.
- Карпинский А. П. 1893. Анамезит в Европейской России. Сб. Горн. ин-та, отд. II, СПб.
- Карпинский А. П. 1894. Общий характер колебаний коры в пределах Европейской России. Изв. Росс. Ак. наук, № 1.
- Карпинский А. П. 1907. О результатах некоторых буровых работ в бассейне Припяти. Известия Импер. АН т. IV. Санкт-Петербург.
- Карпинский А. П. 1919. К тектонике Европейской России. Изв. Росс. Ак. наук.
- Карякин Л. И. 1932. Материалы до вивчення наметів Українського Полісся. Сб. пам'яті акад. Тутківського, т. I.
- Карякин Л. И. 1935. Петрографічний склад валунів гори Калитви, Полтавського району. Четверт. період, в. 10.
- Карякин Л. И. 1938. О границе между харьковским и полтавским ярусами. Наук. зап. наук.-досл. ин-ту геол. Харьк. держ. ун-та, т. VI.
- Карякин Л. И. 1939. О гипсометрии поверхностей и мощности мела и нижнетретичных отложений Северо-Украинского бассейна. Научн. зап. Харьк. гос. ун-та, т. VII.
- Келлер Б. М. 1935. Микрофауна верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины и некоторых других сопредельных областей. БМОИП. т. XIII (4).
- Келлер Б. М. 1952. Рифейские отложения Русской платформы и примыкающих к ней прогибов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 100.
- Клемм М. Ф. 1874. Отчет о геологических исследованиях на площади между Самарой, Днепром, Конкой, Кальмиусом и Торцом. Тр. Об-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. VIII.
- Клемм М. Ф. 1875. Геологические исследования между Саксаганью и Кальмиусом. Тр. Харьк. об-ва испыт. природы, т. IX.
- Клемм М. Ф. 1877. Исследования над кристаллическими породами между рр. Днепром и Кальмиусом. Тр. Об-ва испыт. природы при Харьк. гос. ун-те, т. XI.
- Клименко В. Я. 1950. Нові дані про тектонічну будову Дніпровсько-Донецької западини. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 4.
- Клименко В. Я. и Лебединский В. И. 1949. Пренит в диабазах Днепровско-Донецкой впадины. Минер. сб., № 4.
- Клосовский А. В. 1904. Материалы по климатологии юго-запада России.
- Клюшников М. Н. 1946. Новые данные о нижнетретичных отложениях бассейна р. Днестра. Учен. зап. Киев. гос. ун-та, в. 3.
- Клюшников М. Н. 1950а. Палеогеновые отложения окрестностей г. Коростышева. Геол. журн. АН УССР, т. X, в. 1.
- Клюшников М. Н. 1950б. Про вік нижньотретичних відкладів ур. Білі Кручі коло с. Пологів на р. Конці. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 4.
- Клюшников М. Н. 1951а. Нижнетретичные образования на левобережье р. Днестра. Учен. зап. Киев. гос. ун-та, т. III.
- Клюшников М. Н. 1951б. Новые данные о возрасте так называемых цыбулевских слоев. Страт. сб. Ин-та геол. АН УССР, № 6.
- Клюшников М. Н. 1951в. О возрасте так называемых мандриковских слоев. Учен. зап. Киев. гос. ун-та, т. III.
- Клюшников М. Н. 1951г. Палеогеновые отложения бассейна р. Ю. Буга. Тр. Ин-та геол. АН УССР, сер. стратигр. и палеонт., в. 6.
- Клюшников М. Н. 1951д. Палеогеновые отложения окрестностей г. Днепропетровска. Учен. зап. Киев. гос. ун-та, т. III.

- Ключников М. Н. 1951е. Про вік палеогенових відкладів басейну р. Вовчої. Геол. журн. АН УРСР, т. XII, в. 2.
- Ключников М. Н. 1951ж. Нижнетретичные отложения бассейна р. Ю. Буга. Стратигр. сб. Ин-та геол. наук АН УССР, № 6.
- Ключников М. Н. 1952а. До питання про вік вугленосних відкладів басейну р. Мслочної. Допов. АН УРСР.
- Ключников М. Н. 1952б. Состав и условия формирования палеогеновых толщ междуречья р. Конка — р. Молочная. Геол. журн. АН УССР, т. XI, в. 2.
- Ключников М. Н. 1952в. Стратиграфія нижньотретинних відкладів платформеної частини України. Геол. журн., т. XII, в. 3.
- Ключников М. Н. 1953. О нижнетретичных отложениях северных окраин Донецкого кряжа. Геол. сб. Киевск. гос. ун-та, им. Т. Г. Шевченко, № 4.
- Ключников М. Н. и Потапенко С. В. 1940. Естественные типы динасового сырья. Госиздат.
- Кобецкий О. Р. 1898. Силурийские отложения на Волыни. Дневник X съезда естествоиспыт. и врачей, № 10.
- Коваль Я. М. 1939. Про нижньополтавські шари в районі м. Зміюва. Замітка про екскурсію колективу Інституту геології ХДУ до р-ну Зміюва. Зап. наук.-досл. Ін-ту геології при ХДУ, т. VII, в. 16, вид. ХДУ, Харків.
- Коваль Я. М. 1940. О возрасте отложений полтавского яруса. Сов. геол., № 9.
- Кожич-Зеленко М. П. 1941. К литологии каменноугольных пород Ромен и северо-северо-западной окраины Донбасса. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Кожич-Зеленко М. П. 1951. До питання про строкатокольорові відклади нижньої частини мезозою та верхнього палеозою Дніпрово-Донецької западини. Геол. журн. АН УРСР, т. XI, в. 1.
- Козакова В. А. и Найдин Д. Н. 1950. Основные черты стратиграфии миоценовых отложений юго-западной окраины Русской платформы. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 25.
- Козловская А. Н. 1928. До петрографії кристалічних порід в с. Хошеватому на Побужжі. Наук. зап. Орган Київської науково-дослідної катедри, т. III, в. 2.
- Козловская А. Н. 1931а. Короткий звіт про роботу геологічної партії по триверстному здійсненню влітку 1930 р. Бюлл. Укр. геол.-разв. упр., № 7—8.
- Козловская А. Н. 1931б. Овручские кварциты Словечанско-Овручского района на Волыни. Мин. сырье, № 1.
- Козловская А. Н. 1936. Пиррофиллитовые толщи с. Збранки на Волыни. Мин. сырье, № 4.
- Коклик С. Г. 1909. Подземные воды Киева. Мат. по вопросу об артезианском водоснабжении г. Киева. Киев.
- Кокошинская Б. З. 1946. Стратиграфія крейдового флішу Карпат. Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, т. II.
- Колесников В. П. 1935. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. 2.
- Колесников В. П. 1936а. К изучению акчагильского яруса. Изв. АН СССР, № 6.
- Колесников В. П. 1936б. Средний миоцен Закаспия. Изв. АН СССР, № 2—3.
- Колесников В. П. 1940. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, изд. АН СССР.
- Колотухина С. Е. 1952. Об аллювиальном генезисе мощных песчаников среднего карбона северной окраины Донбасса. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1.
- Комоцкий С. К. 1951. О процессе образования угленосной толщи. БМОИП, отд. геол., т. XXVI (5).
- Коненков Д. М. 1946. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины Дона. БМОИП, т. XX (2).
- Коновлина О. Р. 1951. Деякі дані про мікрофауну, сеноманських відкладів Канівського району. Геол. журн. АН УРСР, т. XI, в. 2.
- Коновлина О. Р. 1952. Верхньокрейдяні відклади Західної Волині. Геол. журн., т. XII, в. 4.
- Конткевич С. 1880. Геологическое описание окрестностей Кривого Рога. Горн. журн., т. I.
- Конткевич С. 1881. Геологические исследования в гранитной полосе Новоросси, по восточную сторону Днепра. Горн. журн., т. I.
- Коробков И. А. 1939. О возрасте Новгород-Северского песчаника. Учен. зап. ЛГУ, № 21.
- Коровниченко Г. М. 1935. Базальты бассейна р. Волновахи как петругическая сырьевая база Донбасса. Мин. сырье, № 12.
- Коровниченко Г. М. 1938. Геолого-петрографическая карта кристаллического массива УССР, м-ба 1 : 200 000, лист М—35—XXII.

- Коровниченко Г. М. 1941. Геологическая карта УССР м-ба 1:200 000 л. М—35—XXII (Старокопстантинов). Изд. Укр. геол. управл.
- Коровниченко Г. М. 1948. Ультрабазиты кристаллической полосы УССР. Наук. зап. Київ. держ. унів., т. VII, в. 5.
- Королюк И. К. 1952. Подольские толтры и условия их образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 110, геол. сер. (56).
- Корценштейн В. Н. 1951. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Одесского района. ДАН СССР, т. LXXVIII, № 1.
- Корценштейн В. Н. 1953а. Основные черты палеотектоники Западного Причерноморья. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. (Европейская часть СССР).
- Корценштейн В. Н. 1953б. К стратиграфии и литологии нижнепалеозойских отложений Одесского района. ДАН СССР, нов. сер., т. XC, № 5.
- Корценштейн В. Н., Бабай В. С. и Печенкина А. П. 1953. К стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Одесского района. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР). Гостоптехиздат.
- Косыгин Ю. А. 1946. Тектоника соляных поднятий Днепровско-Донецкой впадины. БМОИП, отд. геол., № 3.
- Коцовский Н. 1880. Месторождения марганца Екатеринославской губернии и их разработка. Горно-заводской листок, № 23.
- Коцовский Н. 1886а. О разведках марганцевых руд в Екатеринославской губернии на берегу р. Соленой. Зап. Минер. об-ва, ч. 22.
- Коцовский Н. 1886б. Разведка марганцевых руд в Покровской даче, Екатеринославской губернии. Горн. журн., т. II, сб. I.
- Краснов А. Н. 1911. Начатки третичной флоры юга России. Тр. Харьк. об-ва испыт. прир. т. XIV.
- Красовский А. В. 1936. Про геологічну будову Лоївського Подніпрів'я. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 1.
- Крашенинников Г. Ф. 1947. Проблема циклов в угленосных толщах. Тр. Ин-та АН СССР, в. 90, угольн. сер. (2). Москва.
- Крашенинникова О. В. 1945. Основные черты палеогеографии полтавского времени (район Днепровско-Донецкой впадины и окраин кристаллического массива). Информ. бюлл. АН УССР, № 4—5 (11—12).
- Крашенинникова О. В. 1948а. До стратиграфії горішньо-третинних відкладів південно-східньої частини Дніпровсько-Донецької западини на основі мінералогіко-петрографічного дослідження порід. Геол. журн. АН УССР, т. IX, в. 1—2.
- Крашенинникова О. В. 1948б. До літології верхіотретинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 4.
- Крашенинникова О. В. и Слензак И. Е. 1947. Про фаціальні особливості олігоценових покладів в зоні солянокупольних структур Дніпровсько-Донецької западини. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 4.
- Кривенко В. Г. 1941. Геологическая карта УССР, м-ба 1:200 000, лист М—35—XXIX (Винница). Изд. Укр. геол. управл.
- Криштофович А. Н. 1912а. К вопросу о возрасте песков полтавского яруса с растительными остатками на Волыни. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XIV, в. 2.
- Криштофович А. Н. 1912б. О растительных остатках третичных песчаников Волынской губ. Зап. минер. об-ва, 2-я сер., ч. 48.
- Криштофович А. Н. 1914. Последние находки сарматской и эоцической флоры на юге России. Изв. АН СССР.
- Криштофович А. Н. 1926. Остатки пальмы *Nipadites Burtini* Вгонп. из эоцена близ г. Вознесенска в Одесской губ. Изв. Геол. ком. т. XIV, № 6.
- Криштофович А. Н. 1927. Об отпечатках растений из песчаников полтавского яруса Аджамки. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 3.
- Криштофович А. Н. 1933. Развитие ботанико-географических провинций Европы с конца мелового периода и связь их с современным распределением растительности. Мат. Всесоюз. географ. съезда.
- Крокос В. И. 1914. Геологические наблюдения в бассейне р. Тилигула. Зап. Новоросс. об-ва естеств., т. XXXIX.
- Крокос В. И. 1926а. Время происхождения украинского лёсса. Почвоведение, т. XXI.
- Крокос В. И. 1926б. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. БМОИП, отд. геол., т. V, № 3—4.
- Крокос В. И. 1927. Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины. Мат. по дослід. ґрунтів України, т. I, в. 5.
- Крокос В. И. 1928а. Возраст Летичевской низменности. Зап. Одесск. об-ва естеств., т. 44.
- Крокос В. И. 1928б. Материалы к характеристике четвертичных отложений юга и юго-востока Украины. Сельхоз. научн. ком. НКЗС УССР.

- Крокос В. И. 1928в. Четвертинні поклади деяких місць Правобережної України. *Мат. дослід. ґрунтів України*, в. 2.
- Крокос В. И. 1929. Четвертинні відклади Лубенщини. *Вісн. Укр. район. Геол.-разв. упр.*, в. 14.
- Крокос В. И. 1930а. Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины. *Изв. Главн. геол.-разв. упр.*, т. XLIX, № 1.
- Крокос В. И. 1930б. Стратиграфія горішнього палеоліту на Овручині. *Тр. прир.-техн. відд.*, в. 1—2.
- Крокос В. И. 1933. Четвертинна серія по лінії Гребінка—Лубни—Миргород. *Тр. Укр. наук.-досл. геол. ін-ту*, т. V, в. 1.
- Крокос В. И. 1934а. К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины. *ДАН СССР*, т. III, № 8.
- Крокос В. И. 1934б. Четвертинна серія Чернігівського району. Четверт. період, в. 7.
- Крокос В. И. 1935. Четвертинна серія Полтавського району. Четверт. період, в. 8.
- Крокос В. И. и Бондарчук В. Г. 1931. Четвертинні поклади північно-західного узбережжя Азовського моря. *Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутківського*, т. I.
- Крокос В. И. и Луцкий П. И. 1929. Геологічний та гідрогеологічний нарис Низо-Дніпрянського району. *Тр. Укр. наук.-досл. геол. ін-ту*, т. III.
- Крыжановский Л. А. 1909. О геологических исследованиях в Кролевецком уезде Черниговской губ. *Зап. Киев. об-ва естеств.*, т. XXI.
- Крюков Ю. В. 1939. Фауна нижньоолігоценових відкладів північного Приазов'я, Київ. держ. унів. *Студент. наук. праці*, № 4.
- Кузьменко В. И. 1940. Рідкісні Землі в Петрівсько-Ґрунтівській флюоритокarbonатній жилі в Приазов'ї. *Доп. АН УРСР*, № 3.
- Кузьменко В. И. 1946. Петровско-Ґнутовское месторождение паразита. *Сов. геол.*, № 12.
- Кумпан П. В., Лисицин К. И. и Ротай А. П. 1929. Отчет о поездке по р. Кальмиусу летом 1927 г. *Изв. Геол. ком. за 1929 г.*, т. XLVIII, № 1.
- Куцьба А. М. 1937. Деякі нові дані до будови Ісачківського соляного купола. *Геол. журн. АН УРСР*, т. IV, в. 1.
- Куцьба А. М. 1938. Про девонські відклади в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини. *Вісті АН УРСР*, № 7.
- Куцьба А. М. 1939. Матеріали по геології Ісачковського купола. *Тр. нефт. конф. 1938 г.* *Изд. АН УССР*.
- Куцьба А. М. 1954. Девон Дніпровско-Донецької впадини і северо-западних окраїн Донбасса. Геологическое строение и газонефтеносность Днепро-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. *Изд. АН УССР*.
- Куцьба А. М. и Шульга П. Л. 1938. Девон Ісачківського соляного купола біля м. Лубен. *Геол. журн. АН УРСР*, т. V, в. 3.
- Лагорио А. Е. 1890. О некоторых гиперстеновых породах. *Прот. Варш. об-ва естеств.*
- Ладыженский Н. Р. 1949. Геологическое строение предгорья Восточных Карпат и перспективы его газонефтеносности. *Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР*.
- Лапкин И. Ю. 1951. О Преддонецком прогибе. *ДАН СССР*, нов. сер., т. LXXVIII, № 2, М.—Л.
- Лапкин И. Ю. и др. 1952. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР, БМОИП, нов. сер., т. LVII, отд. геол., т. XXVII, в. 2, М.
- Лапчик Ф. Е. 1935. До геоморфології долини р. Інгульця в частині між х. Білоусовим і с. Іваново-Левуцьким (Іванівкою). *Геол. журн. АН УРСР*, т. I, в. 3—4.
- Лапчик Ф. Е. 1936. Характеристика неогенових відкладів пониззя Інгульця. *Тр. Ін-ту геол. АН УРСР*, т. VIII.
- Лапчик Ф. Е. 1954а. До літології і стратиграфії пермських відкладів Дніпровсько-Донецької западини. *Геол. журн. АН УРСР*, т. XIV, в. 3.
- Лапчик Ф. Е. 1954б. О возрасте пермских отложений Днепро-Донецкой впадины. *ДАН СССР*, т. XCVII, № 3.
- Лапчик Ф. Е. 1954в. Про палеозойські вулканогенні утворення на Чернігівщині. *Доп. АН УРСР*, № 5.
- Ларин Н. И. и Светозарова Т. А. 1932. Стратиграфия песчано-сланцевой толщи силура Подолии. *Агроном. руды СССР*, т. I, ч. 2.
- Ларин Н. И. 1936. О силурийском массиве Подолии. *Тр. Сов. геол.*, VI, № 7.
- Ласкарев В. Д. 1896. Геологические наблюдения вдоль Новоселицких ветвей юго-западных ж. д. *Зап. Новоросс. об-ва естеств.*, т. XX, в. 2.
- Ласкарев В. Д. 1902. Геологическое исследование юго-восточной четверти. 17-го листа геологической карты Европейской России. *Изв. Геол. ком.*, т. XXI, № 1.

- Ласкарев В. Д. 1903. Фация бугловских слоев Волыни. Тр. Геол. ком., в. 5.
- Ласкарев В. Д. 1904. Геологические исследования в Острожском и Дубенском уездах Волынской губернии. Изв. Геол. ком., т. XXIII.
- Ласкарев В. Д. 1905. Заметки по вопросу о тектонике Южно-Русской кристаллической площади. Изв. Геол. ком., т. XXIV, № 5.
- Ласкарев В. Д. 1908. Геологические наблюдения в окрестностях г. Тирасполя. Одесса.
- Ласкарев В. Д. 1909. Геологическое наблюдение в окрестностях г. Тирасполя. Зап. Новорос. об-ва естеств., 33.
- Ласкарев В. Д. 1911. Заметка о новых месторождениях третичных млекопитающих. Зап. Новорос. об-ва естеств., т. XXXVIII.
- Ласкарев В. Д. 1912. Два яруса лёсса в Подольской и Волынской губ. Зап. Подольск. об-ва естеств., т. III.
- Ласкарев В. Д. 1913. Краткий геологический очерк Изяславского и Новоград-Вольнского уездов. Предварительный отчет Волынскому Губернскому земскому собранию.
- Ласкарев В. Д. 1914а. Геологические исследования в юго-западной России. Петроград.
- Ласкарев В. Д. 1914б. Краткий геологический очерк Кременецкого, Дубенского, Острожского и Староконстантиновского уездов. Тр. Геол. ком., в. 77.
- Ласкарев В. Д. 1914в. Общая геологическая карта России, л. 17-й. Тр. Геол. ком., в. 77.
- Ласкарев В. Д. 1919. Обзор четвертичных отложений Южной России. Зап. об-ва сельских хозяев Южной России, т. 88—89, кн. 1.
- Лебедев А. П. 1947. К петрологии некоторых типов гранитоидов Северной Украины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 84.
- Лебедев Н. И. 1924. Материалы для геологии Донецкого бассейна. Изв. Днепропетров. горн. ин-та, т. XIV, Юбил. вып.
- Лебедев Н. И. 1926. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна. Наук. зап. Катеринославской науково-дослідної катедри геології.
- Лебедев Н. И. 1927а. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна II. Разрез каменноугольных отложений Донецкого бассейна по р. Кальмиусу. Наук. зап. Катеринославской наук.-досл. кат. геол.
- Лебедев Н. И. 1927б. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна III. К характеристике геологических горизонтов в пределах донецкого карбона. Наук. зап. Катеринославской наук.-досл. кат. геол.
- Лебедев Н. И. 1927в. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна IV. О синонимике пластов каменного угля в Мушкетовском районе. Наук. зап. Катеринославской наук.-досл. кат. геол.
- Лебедев Н. И. 1927г. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна V. Тектоника юго-западной части Донецкого бассейна. Наук. зап. Катеринославской наук.-досл. кат. геол.
- Лебедев П. И. 1934. Габбро-анортозит-чарнокитовый комплекс Волыни. Петрография Украины. Изд. АН СССР.
- Лебедев П. И. 1936. К петрографии и минералогии основных пегматитов Волыни. Сб. к 50-летию акад. Вернадского. Изд. АН СССР.
- Лебедев П. И. и Лучицкий В. И. 1934. Петрография Украины. Изд. АН СССР, т. II.
- Леваковский И. Ф. 1863. Геологическое исследование осадков пермской формации в северо-западной части Донецкого бассейна. Изд. Харьк. ун-та.
- Леваковский И. Ф. 1870. О меловых осадках между Нагольной и Айдаром. Прот. засед. об-ва испыт. природы при Харьк. ун-те.
- Леваковский И. Ф. 1871. О выступах кристаллических пород по Днепру. Тр. Харьк. об-ва испыт. прир., т. III.
- Леваковский И. Ф. 1872. Исследование осадков лёссовой и следующих за ней формаций на пространстве между Днепром и Волгой, в бассейне р. Днепра и его притоков. Тр. Харьк. об-ва естеств., т. VI.
- Леваковский И. Ф. 1874. Описание меловой и следующей за ней формации между Днепром и Волчьей. Тр. Харьк. об-ва испыт. прир., т. VI—VII.
- Левенгаупт А. И. 1932. Почвенный очерк левобережного Нижнеднепровья. Мат. к проекту Нижнего Днепра. Гипровод, в. 5.
- Левинский И. 1917. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях, произведенных в 1914 г. в восточной части Херсонской губ. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XVII, в. 6—8.
- Левитес Я. М. 1940. Геологическое описание Бердянской структурной скважины. Мат. по геол. и гидрогеол., № 2, Изд. Укр. геол. упр.
- Лепикаш Л. А. 1934. К минералогии лёссовых образований Украины. Тр. Ком. по изучению четверт. периода, т. IV, в. 1.

- Лепикаш Л. А. 1935а. Вулканічний попіл в сарматських покладах околиць с. Нова Воронцовка. Геол. журн. АН УРСР, т. II, в. 2.
- Лепикаш Л. А. 1935б. Геологічна карта четвертинних відкладів УРСР. Вісті АН УРСР, № 8—10.
- Лепикаш Л. А. 1937. К геологии Никопольского марганцевого района. БМОИП, отд. геол., т. XV, № 1.
- Лепченко Я. Ф. 1929. Про копальні рослини на долишньо-третинних пісковицях Волині. Тр. Укр. наук.-досл. ін-ту геол., т. III.
- Либрович Л. С. 1946. Новая схема подразделения и корреляция карбона Донецкого бассейна (на основании распространения церамподовых фаун). Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7.
- Либрович Л. С. 1947. Гонимитовые фауны карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений. БМОИП, нов. сер., т. 52, отд. геол.
- Липовская А. В. 1930. Геолого-розшукові роботи на цементову сировину у Новгород-Сіверському та Київському районах в 1928 г. Вісн. Укр. геол. разв. упр., в. 15.
- Липковская А. В. 1935. До генези рябих глин деяких родовищ Київського району. Геол. журн. АН УРСР, т. II, в. 2.
- Лисицин К. И. 1925. Подразделения нижнего карбона и их коралловая и брахиоподовая фауна. Изв. Дон. полит. ин-та, т. IX.
- Литвинов О. О. и Солонинко И. С. 1950. Граниты, лабрадориты и мраморы. Архитектурные камни УССР. Изд. АН УССР.
- Лихарев Б. К. 1917. К вопросу о разграничении некоторых ярусов нижнетретичных отложений в бассейнах рр. Сев. Донца и Дона. Изв. Геол. ком., т. XXXVI, № 6—7.
- Личак И. Л. 1935. До петрографічної характеристики кристалічних порід узбережжя Дніпра (від Табурища до Дніпропетровська). Геол. журн. АН УРСР, т. II, в. 2.
- Личак И. Л. 1948. О габбровых и диоритовых породах Западной Волини. Геол. журн. АН УССР, т. IX, в. 1—2.
- Личак И. Л. 1952. Дайкові породи західної Волині. Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, в. 4.
- Личков Б. Л. 1922. Естественные районы Украины, Киев.
- Личков Б. Л. 1925. О тектонических движениях Украинской кристаллической полосы и этапах развития Северо-Украинской мульды. Изв. Укр. Геол. ком., в. 6.
- Личков Б. Л. 1927. О террасах Днепра. Вестн. Геол. ком., № 4—5.
- Личков Б. Л. 1928а. Некоторые черты к характеристике геоморфологии Южного Полесья. Изв. Геол. ком., т. 47, № 9—10.
- Личков Б. Л. 1928б. О террасах Днепра и Припяти. Мат. по общ. и прикл. геол., в. 95.
- Личков Б. Л. 1930. Геоморфологические наблюдения на южной окраине Полесья. Тр. Географ. отд. АН СССР, в. 2.
- Личков Б. Л. 1932. К вопросу о возрасте и строении речных террас бассейна Днепра. Изв. гос. гидр. ин-та, № 52.
- Личков Б. Л. и Чирвинский В. Н. 1938. О террасах рр. Горного и Гнилого Тикичей в Украинском кристаллическом массиве. Тр. геоморф. ин-та АН УССР.
- Лобанов И. Н. 1940а. О происхождении кос на северном побережье Азовского моря. Природа № 1.
- Лобанов И. Н. 1940б. Про меотичні відклади східніше Маріуполя. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 4.
- Лобанов И. Н. и Юнгерман А. Е. 1937. К вопросу о возрасте древних пород Исачковского холма. ДАН СССР, т. XIV, № 4.
- Логвиненко В. Н. 1953. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков. гос. ун-т.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1933. Несколько замечаний об общей характеристике четвертичных отложений у юго-восточной границы Днепровского ледникового языка. Тр. Ком. по изучен. четверт. периода, т. III, в. 1.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1934а. О стратиграфии балтского яруса. ДАН СССР, т. II.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., 1934б. О стратиграфической самостоятельности отдельных лёссовых горизонтов украинской степи. Изв. Гос. географ. об-ва, т. 66, в. 6.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1935. О древнем догюнцком оледенении Европы. Пробл. сов. геол., т. V, № 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1936. Геологічне спостереження в Подільському Придністров'ї у 1935 р. Вісті АН УРСР, № 7—8.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1937. Деякі дані про найдавніші осадові світи Поділля. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 3—4.

- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1938а. Террасы Днестра. ДАН СССР, т. XIX, № 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1938б. Фауна днестровских террас. Геол. журн. АН УССР, т. V, в. 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1939а. Заметка о полтавском ярусе. Мат. по геол. и гидрогеол., № 1, Изд. Укр. геол. упр.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1939б. Этапы развития Днепровско-Донецкой впадины. ДАН СССР, т. XXII, № 6.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1939в. Этапы развития Подольской платформы и ее Причерноморского склона. Тр. нефт. конф., Киев.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1940. Геологическая эволюция Южного Приднестровья. Сов. геол., № 5—6.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1941а. Геологічна еволюція Поділля і південного Наддністрів'я. Тр. мол. учених України, изд. АН УССР.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1941б. В вопросе о тектонике Украины. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1941в. Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время. Материалы по нефт. в газон. Днепровско-Донецкой впадины, в. 1.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1942а. Байосские и батские отложения Донецкого кряжа. ДАН СССР, т. XXXIV, № 6.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1942б. Стратиграфия Донецкого лейаса. ДАН СССР, т. XXXIV, № 4—5.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1943. Верхняя юра Донецкого кряжа. ДАН СССР, т. XI, № 7.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1944а. Новые данные по стратиграфии юры. Геология СССР, т. VII, Донецкий бассейн. Госгеолиздат.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1944б. Новые данные по стратиграфии триаса «Геология СССР», Донецкий бассейн, т. VII.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1947. О фациальной природе и условиях образования отложений древних свит башкирского яруса Урала. Сов. геол., № 18.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. и Никифорова О. И. 1942. О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолы к аналогичным слоям некоторых других мест Западной Европы. ДАН СССР, т. XXXIV, № 2.
- Лутугин Л. И. 1894. Геологические исследования, произведенные в северной части Донецкого каменноугольного бассейна в 1893 г. Изв. Геол. ком., т. XIII, № 4—5.
- Луцкий П. И. 1929. К вопросу о четвертичных отложениях Присивашья. Почвоведение, № 3—4.
- Луцицкий В. И. 1900. О микроскопическом строении некоторых третичных песчаников Южной России. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVII, в. 1.
- Луцицкий В. И. 1910. К вопросу о происхождении гранитов юга России. Прот. засед. об-ва естеств. Варш. ун-та.
- Луцицкий В. И. 1912. Рапакиви Киевской губернии и породы его сопровождающие. Изв. Варш. политехн. ин-та, в. 1.
- Луцицкий В. И. 1913. Отчет о геологических исследованиях фосфоритовых отложений Киевской губернии. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, М.
- Луцицкий В. И. 1914. Отчет о геологических исследованиях фосфоритовых месторождений Киевской губ. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов.
- Луцицкий В. И. 1917. Новые данные по гидрогеологии Полтавской губернии. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XXV, в. 2.
- Луцицкий В. И. 1919. Кристалічні лупаки і вапняки Київщини та їх контакти з гранітами. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 1.
- Луцицкий В. И. 1926. Данные по гидрогеологии северо-восточной Украинской артезианской мульды в связи с вопросом водоснабжения сел и городов. Вісн. Укр. Геол. ком., в. 8.
- Луцицкий В. И. 1927. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кицингиты северной части Украины. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XXVII, в. 2.
- Луцицкий В. И. 1930. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. БМОИП, отд. геол., т. VIII, в. 3—4.
- Луцицкий В. И. 1933. Полезные ископаемые Украины. Гостехиздат.
- Луцицкий В. И. 1935. Возраст щелочных пород УССР. Пробл. сов. геол., т. V, в. 4.
- Луцицкий В. И. 1936. Ультраосновные и щелочные породы северо-восточного Приазовья. Тр. Моск. геол. разв. ин-та, т. II.
- Луцицкий В. И. 1938. Структурные особенности щелочных пород восточного Приазовья. Тр. Петрограф. ин-та им. Левинсон-Лессинга, в. 13.
- Луцицкий В. И. 1939а. Докембрий УССР. Сб. «Стратиграфия СССР», т. I. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Луцицкий В. И. 1939б. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. Сб. «Стратиграфия СССР», т. I. Изд. АН СССР.

- Луцицкий В. И. 1940. Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения. Тр. МГРИ, т. XX.
- Луцицкий В. И. 1947. Щелочной метасоматоз на территории Украинского кристаллического массива. ДАН СССР, т. V, № 1.
- Луцицкий В. И. 1948. Рапакиви и щелочные породы Украины. ДАН СССР, т. LX, № 2.
- Луцицкий В. И. 1950. Ассимиляция и гибридизация на территории Украинского кристаллического массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрограф. сер., № 31.
- Луцицкий В. И. и Личков Б. Л. 1930. Про гідрогеологічні райони України.
- Луцицкий В. И. и Лебедев П. И. 1934. Петрография Украины. Изд. АН СССР, ч. I.
- Луцицкий В. И. и Кузнецов Е. А. 1936. Петрографические провинции СССР. ОНТИ.
- Луцицкий В. И. и Минаков М. А. 1939. Оловоносность северо-западной части Украинской кристаллической гряды. Сов. геол., № 4—5.
- Львович М. И. 1938. Опыт классификации рек СССР. Тр. Гос. гидролог. ин-та, в. 6, Ленинград.
- Любер А. А. и Вальц И. Э. 1938. Классификация и стратиграфическое значение спор некоторых каменноугольных месторождений. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, в. 105, Ленинград.
- Люткевич Е. М. 1952. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Люткевич Е. М. 1953. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Люткевич Е. М. и Лапкин И. Ю. 1953. О нижнетретичных отложениях Русской платформы. ДАН СССР, нов. сер., т. LXXXVIII, № 1.
- Маков К. И. 1936. До проблеми соляних куполів у межах північно-української мульди. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 1.
- Маков К. И. 1937. Про методику проведення стаціонарних спостережень за режимом підземних вод. Вісн. метеоролог. і гідрол., № 2—3.
- Маков К. И. 1938а. Краткий гидрогеологический очерк Украинского Причерноморья. Тр. Сивашской конф. АН УССР.
- Маков К. И. 1938б. Новые данные о химизме глубоких подземных вод Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтеносностью. Тр. нефт. конф.
- Маков К. И. 1938в. Про геологічну будову Причерноморської западини. Геол. журн., т. V (4).
- Маков К. И. 1940а. Об условиях залегания палеоцена Днепровско-Донецкой впадины. Доп. АН УРСР, № 7.
- Маков К. И. 1940б. Подземные воды Причерноморской впадины. Госгеолиздат.
- Маков К. И. 1941. Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины. Киев.
- Маков К. И. 1946. Схема современной геоструктуры Украины и смежных районов. Зап. Харьк. с.-х. ин-та, в. 5.
- Маков К. И. 1947. Подземные воды Украинской ССР. Изд. АН УССР.
- Маков К. И. и Молявко Г. И. 1940. Палеографические схемы Причерноморья. Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 1, изд. Укр. геол. упр.
- Маков К. И. и Молявко Г. И. 1941. Материалы к геологической истории северо-западной части Азовского моря. Матер. по геол. и гидрогеол., сб. № 2.
- Макридин В. П. 1951. Новая стратиграфическая схема верхнепермских отложений северо-западной окраины Донецкого кряжа. ДАН СССР, т. LXXXVII, № 4.
- Макридин В. П. 1952. Брахиоподы верхнепермских отложений Донецкого кряжа. Харьков.
- Малеvский К. 1866. О силурийской формации Днестровского бассейна. Издание Киевского ун-та, № 4—5.
- Малиновский Ф. М. 1955. О сульфидоносных фосфоритах Подолии. Зап. Всес. мин. общ., ч. 84, вып. I.
- Мангикан Т. А. 1924. О новых видах моллюсков из куяльницких отложений Одессы. Журн. научно-иссл. кафедры в Одессе, № 5.
- Мангикан Т. А. 1929. О куяльницких отложениях окрестности Одессы. Вісн. Укр. район. геол.-разв. упр., в. 14.
- Манукалова М. Ф. 1948. Фораминиферы каменноугольных отложений Баклановской скв. № 2 Семичного района Большого Донбасса. Тр. геол.-исслед. бюро.
- Манукалова М. Ф. 1950. Описание некоторых видов фузулинид из среднего карбона Донецкого бассейна. Мат. по стратигр. и литолог. Донецк. бас. Сб. геол.-исслед. работ. Углетехиздат. Москва—Ленинград.
- Матвеев А. К. 1941. Геологическое описание Подола и Воляни. Сб. геол. и полезн. ископ. Зап. обл. УССР.
- Матвеев А. К. 1947. Перспективы угленосности и нефтеносности палеозойских отложений Брестской области БССР. Сов. геол., № 22.

- Матвиенко Е. М. 1935. До геологічної будови товтр району ст. Закупного. Геол. журн. Української АН СССР т. I, в. 3—4.
- Матвиенко Е. М. 1946а. Меловые отложения р. Токмачки. Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 4, изд. Укр. геол. упр.
- Матвиенко Е. М. 1946б. Палеогеновые отложения бассейна р. Днестра по р. Лядава. Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 4, изд. Укр. геол. упр.
- Матковский И. Ф. 1930. Геологичне дослідження басейнів середньої течії рр. Тростяниці та Ірші на Волині. Сб. Волинск. научно-исслед. музея, Житомир.
- Махнач А. С., Пистрак Р. М., Стефаненко А. Я., Тихомиров С. В. 1955. К стратиграфии Припятского прогиба подсолевых девонских отложений. Изв. АН СССР. Сер. геол. Изд. АН СССР, № 3.
- Мельник М. Е. 1935а. До стратиграфії кївського ярусу Середнього Дніпра. Геол. журн. АН УРСР, т. II, в. 1.
- Мельник М. Е. 1935б. Розчленування товщі кївського мергелю. Геол. журн. АН УРСР, т. II, в. 2.
- Мельник М. Е. 1936а. До стратиграфії палеогену Правобережжя УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 2.
- Мельник М. Е. 1936б. Фауна та вік палеогенових відкладів р. Десни, ч. II. Еоцен. Геол. журн. АН УРСР, т. II, в. 1.
- Мельник М. Е. 1936в. Фауна та вік палеогенових відкладів р. Десни, ч. I. Палеоцен. Мат. до палент. і стратиграфії УРСР. Вид. АН УРСР.
- Мефферт Б. Ф. 1918. Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе. Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 3—4.
- Мефферт Б. Ф. 1931а. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII—23. Изд. Глав. геол.-разв. упр.
- Мефферт Б. Ф. 1931б. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII—24. Изд. Глав. геол.-разв. упр.
- Мефферт Б. Ф. 1931в. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета IX—23. Изд. Глав. геол.-разв. упр.
- Мефферт Б. Ф. 1931г. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета IX—24. Изд. Глав. геол.-разв. упр.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1888. О платиноклазах габбро Киевской и Волинской губ.; Тр. СПб. об-ва естеств., т. I.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1889. Геологические исследования Новоград-Волинского и Житомирского уездов. Петерб. минер. об-ва.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1890. Геологические исследования Новоград-Волинского и Житомирского уездов Волинской губ. Зап. минер. об-ва, т. XIV.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1898а. Геологические исследования Новоград-Волинского и Житомирского уездов Волинской губ. Мат. для геол. России.
- Миклухо-Маклай М. Н. 1898б. Сообщение о роговообманковом граните в окр. г. Малина Киевской губ. Зап. минер. об-ва, ч. 35.
- Милай А. И. 1937. Докембрий западной части Приазовского кристаллического массива. Сб. Докембрий УССР, № 1.
- Мирчинк Г. Ф. 1919. Стратиграфия нижнетретичных и верхнемеловых отложений на территории Черниговской губ. Изд. Моск. отд. Геол. ком., т. I.
- Мирчинк Г. Ф. 1923. Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным образованиям остальных частей Европейской России. Гл. 1 и 2—прил. № 1 к журн. Вестн. моск. горн. акад.
- Мирчинк Г. Ф. 1925. Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным образованиям остальных частей Европейской России. Гл. 1 и 2, прилож. № 1 к журн. Вестн. Моск. горн. акад., т. II.
- Мирчинк Г. Ф. 1927. Исследования в бассейне р. Клевани и прилегающем участке правобережья р. Сейма. Мат. по общ. и прикл. геол., в. 57.
- Мирчинк Г. Ф. 1931. Некоторые новые данные по геологии северо-западной части Северо-Украинской мульды. БМОИП, отд. геол., т. IX (3—4), и. с. т. XXXIX, М.—Л.
- Мирчинк Г. Ф. 1933. Геологическое строение местности по линии Орша—Ворожба, Ново-Белица, Прилуки и Локоть—Шостка. Тр. геол.-разв. объедин., в. 309.
- Мирчинк Г. Ф. 1939. Четвертичные отложения правобережной Украины. Тр. сов. секция Международн. асоц. по изучен. четверт. периода, в. IV.
- Мирчинк М. Ф. и Бакиров А. А. 1951. О геотехническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности. Нефт. хоз., № 1.
- Михайлов Н. П. 1948. Зональное деление верхней части меловых отложений Крыма и Украины по головоногим. БМОИП, отд. геол., № 6.
- Михайловский Г. П. 1897. Миоценовые отложения некоторых мест Волини. Прот. и труды об-ва естеств. при Варшав. ун-те.
- Михайловский Г. П. 1903. Среднеземноморские отложения Томаковки. Тр. Геол. ком., т. XIII, № 4.

- Михайловский Г. П. 1909а. Геологические исследования на юго-западе Бессарабии. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 6.
- Михайловский Г. П. 1909б. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губ. Учен. зап. Юрьевского ун-та, № 8.
- Михайловский Г. П. 1912. О некоторых новых или редких раковинах третичных отложений северного побережья Аральского моря. Прот. об-ва естеств. при Юрьевском ун-те, т. XXI.
- Михальский А. О. 1895. К вопросу о геологической природе Подольских голтр. Изв. Геол. ком., в. 14.
- Михальский А. О. 1903. Медоборы (толтры) в Бессарабии. Изв. Геол. ком., т. XXI.
- Михальский А. О. 1908. О некоторых основных вопросах геологии Кривого Рога. Тр. Геол. ком., в. 32.
- Мишунина З. А. 1953. Девон Днепровско-Донецкой впадины, девон Русской платформы (сб. докл.). МНП СССР. Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-разв. ин-т (ВНИГРИ), Гостоптехиздат.
- Молдавская ССР. 1947. Ин-т географии АН СССР.
- Молявко Г. И. 1936. Геоморфология і четвертинні відклади межиріччя Прип'ять—Десна. Четверт. період, в. 11.
- Молявко Г. И. 1938. До стратиграфії пліоценових відкладів північно-східної частини Кримської АРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. V, в. 1—2.
- Молявко Г. И. 1940. Новые данные по геологии Присивашья. Тр. Сивашск. конф.
- Молявко Г. И. 1948. Таманські відклади (акчагилський ярус) у Криму. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 1—2.
- Молявко Г. И. 1950. Куяльницькі відклади півдня УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 1.
- Молявко Г. И. 1952. Нові дані про міоценові відклади в районі Кахівського будівництва. Геол. журн. УРСР, т. XII, в. 4.
- Молявко Г. И. 1953. Стратиграфічний нарис верхньотретинних відкладів півдня УРСР за фауною молюсків. Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, в. 4.
- Молявко Г. И. и Пидопличко Н. Г. 1952. Наземні і хребетні у верхньо-сарматських відкладах півдня УРСР. Зб. праць Зоол. музею, № 25.
- Молявко Г. И. и Пидопличко Н. Г. 1955. К палеогеографии Причерноморских степей юга УССР в неогене и антропогене. Геол. журн. АН УССР, т. XV, в. 1.
- Морозевич И. А. 1890. О некоторых массивных породах Волыни. Тр. Варшав. об-ва естеств., Варшава.
- Морозевич И. А. 1893. К петрографии Волыни. Изв. Варшав. ун-та, № IV—VIII.
- Морозевич И. А. 1898. О литологическом составе южно-русской кристаллической площади в пределах Мариупольского уезда. Изв. Геол. ком., т. XVII.
- Морозевич И. А. 1899. Геологические исследования, произведенные в Мариупольском уезде летом 1898 г. Изв. Геол. ком., т. XVIII.
- Морозевич И. А. 1903а. Геологическое строение Исачковского холма. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 7.
- Морозевич И. А. 1903б. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 8.
- Москвитин А. И. 1933. Геология Прилукского округа Украины. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, в. 310.
- Москвитин А. И. 1935. К вопросу о стратиграфии самостоятельных отдельных массовых горизонтов Украинской степи. Пробл. сов. геол., т. 5, № 13.
- Муратов М. В. 1947. Строение Причерноморской впадины. Сов. геол., № 16.
- Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Издание АН СССР. Москва—Ленинград.
- Муратов М. В. и Маслакова Н. И. 1950. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. XXV. (Мат. по геол. Вост. Карпат).
- Муратов М. В. и Маслакова Н. И. 1951. Стратиграфия меловых отложений Вост. Карпат. ДАН СССР.
- Муратов М. В. и Маслакова Н. И. 1952. История развития Восточных Карпат. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3.
- Мурашковская Г. Г. 1951. Фораминиферы з датських порід Сумського району. Наук. зап. Сумського пед. ін-ту, т. II.
- Мурчисон Р. и др. 1848. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Горн. журн., ч. I. кн. 1.
- Мятлюк Е. В. 1939. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений среднего Поволжья и общего Сырта. Тр. нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, в. 120.
- Набоких А. И. 1911. Отчет о поездке по Бессарабии. Бессарабск. сел.-хоз.

- Набоких А. И. 1914. Ход и результаты работы по исследованию почв и грунтов Харьк. губ., Мат. по исслед. почв и грунтов Харьк. губ., в. 1.
- Набоких А. И. 1915а. Результаты ориентированных почвенных исследований 1906—1911 гг. в юго-западной России. Мат. по исслед. почв и грунтов Херсонск. губ., в. 4.
- Набоких А. И. 1915б. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Мат. по исслед. почв и грунтов Херсонск. губ., в. 6.
- Назаревич С. И. 1928. К характеристике вольтских полевых шпатов. Минер. сырье, № 2.
- Назаревич С. И. 1936. Генезис первинних трепелів України. Вісті Київ. гірн.-геол. ін-ту, № 2.
- Назаренко Д. П. 1939. Находки морского девона в северо-западной окраине Донбасса. ДАН СССР, т. XXIII, № 4.
- Назаренко Д. П. 1940. Описание фауны *Spitifer* ex gr., *anossoffi* vern. из брекчии с Адамовки соленосного района в Донбассе. Зап. Научн. исслед. ин-та геол. ХГУ, т. VIII, Харьков.
- Найдин Д. П. 1951. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западной Украины по белемнитам. БМОИП, отд. геол., т. 26, в. 3.
- Найдин Д. П. 1953. Новый белемнит из верхнемеловых отложений Крыма. БМОИП, нов. сер., т. VIII, в. 2.
- Найдин Д. П. 1954. Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов, БМОИП, отд. геол., т. 29, в. 3.
- Наливайко Л. Е. 1936. Макрофауна горишньо-крейдових покладів південної окраїни Донбасу. Київ.
- Наливкин В. А. 1898. Геологические исследования, произведенные в центральной части Изюмского уезда Харьков. губ. в 1897 г. Изв. Геол. ком., т. XVII, за 1898 г.
- Наливкин В. А. и др. 1917. Фауна Донецкой юры. III. *Gastropoda*. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 136.
- Нариси економічної географії УРСР, розд. «Клімат», 1950, Київ.
- Никифорова О. И. 1948. Схема стратиграфии верхнего силура Подолины. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., № 8.
- Никифорова О. И. 1954. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подолины. Гостгеоліздат.
- Новик Е. О. 1931. Деякі представники копальної флори з кам'яновугільних відкладів Донецького басейну. Мат. до заг. та застос. геол. України, в. III, Київ.
- Новик Е. О. 1935. Каменноугольная флора западной части Донецкого бассейна. Тр. Укр. геол. треста, в. 12.
- Новик Е. О. 1937. Межа за флорою між середнім і горішнім карбоном у Донецькому басейні. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 4.
- Новик Е. О. 1938. Схема розчленування за флорою кам'яновугільних відкладів Кальміус-Торецької улоговини Донецького басейну. Геол. журн. АН УРСР, т. V, в. 1—2.
- Новик Е. О. 1941а. К вопросу о стратиграфии и литологии каменноугольных отложений Роменского района. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Новик Е. О. 1941б. Сопоставление по флоре каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины и соседних структур. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Новик Е. О. 1941в. Стратиграфическое сопоставление каменноугольных отложений в пределах Курской области, Большого Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Сб. «Большой Донбасс».
- Новик Е. О. 1944. Підрозділ по флорі кам'яновугільних відкладів західної частини Донбасу (Кальміус-Торецька улоговина). Ювіл. зб. АН УРСР, т. II.
- Новик Е. О. 1947а. Классификация каменноугольных птеридоспермов. ДАН СССР, т. LXVIII, № 2.
- Новик Е. О. 1947б. Межа між карбоном і пермськими відкладами в Донецькому басейні. Зб. з палеон. та стратигр., т. I.
- Новик Е. О. 1948а. Класифікація кам'яновугільних птеридоспермів. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 4.
- Новик Е. О. 1948б. Клімат кам'яновугільного періоду. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 1—2.
- Новик Е. О. 1949. Каменноугольные отложения и пестроцветы Днепровско-Донецкой впадины. Тр. научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Новик Е. О. 1950а. Кордаиты и смена каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. стратиграф. и палеонт., в. 4.
- Новик Е. О. 1950б. Розвиток умови існування кам'яновугільних птеридоспермів у Донецькому басейні. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 1.
- Новик Е. О. 1950в. Стратиграфия каменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна на основании флористических материалов. Сб. мат. по палеонт. и стратигр., Главуглеразведка.

- Новик Е. О. 1952а. Девонські відклади Дніпровсько-Донецької западини та її геологічна історія в девонський період. Геол. журн. АН УРСР, т. 12, в. 2.
- Новик Е. О. 1952б. Каменноугольная флора Европейской части СССР. АН СССР «Палеонтология СССР», нов. сер., т. I.
- Новик Е. О. 1953. Етапи розвитку кам'яновугільної флори півдня Европейської частини СРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, в. 3.
- Новик Е. О. 1954а. Стратиграфия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Новик Е. О. 1954б. Стратиграфия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна. Геол. строение и газонефт. Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса. Изд. АН наук УССР, Киев.
- Новик Е. О. 1954в. Каменноугольная флора восточной части Донецкого бассейна. Тр. инст. геол. наук АН УССР, сер. стратигр. и палеонт., в. 7.
- Новик Е. О. и Ищенко Т. А. 1948. Кам'яновугільна флора Львівської мульди. Вид. АН УРСР.
- Ноздренко Д. П. 1939. Находки морского девона в северо-западной окраине Донбасса. ДАН СССР, т. XXIII, № 4.
- Носовский М. Ф. 1953а. Новая находка онкофоровых слоев на юге Украины. ДАН СССР, т. 91, № 3.
- Носовский М. Ф. 1953б. О конкском горизонте Приднепровья. ДАН СССР, т. XC, № 5.
- Носовский М. Ф. и Карлов Н. И. 1953. О находке морской чокракской фауны в надрудной толще Никопольского района. БМОИП, отд. геол., т. 28, в. 1.
- Носовы (братья) 1864—1870. Объяснительная записка к пластовой горно-промышленной карте Донецкого каменноугольного кряжа. Издание генштаба. Санкт-Петербург.
- Ожегова М. И. 1927. Несколько слов о рапакиви из окрестностей г. Малина. Изв. Укр. отд. Геол. ком., в. II, Киев.
- Ожегова М. И. 1929. Звіт про геологічні дослідження влітку 1928 р. на Коростенщині та в районі Побужжя. Бюлл. Укр. район. геол.-разв. упр., № 1—2.
- Ожегова М. И. 1931. Геологічні дослідження Побужської геологічної партії в межах планшету арк. 9, р. XXVI, влітку 1930 р. Бюлл. Укр. район. геол.-разв. упр., в. 7—8.
- Ожегова М. И. 1948. Овруцька свита пісковиків та сланців. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 1—2.
- Осауленко-Шульга П. Л. 1935. Меотичні відклади пониззя р. Інгульця та Дніпра. Мат. по геол. і стратиграфії УРСР, т. I.
- Осауленко-Шульга П. Л. 1936. До стратиграфії, палеонтології, меотису півдня УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 4.
- Оссовский Г. 1871. О вольтините. Тр. 3-го съезда русск. естеств. в Киеве в 1871 г.
- Павлов А. П. 1922. Ледниковые и межледниковые эпохи в связи с историей ископаемого человека. Петроград.
- Павлов А. П. 1925. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мем. геол. отд. об-ва любит. естеств., антроп. и этногр., в. 5.
- Павлова М. В. 1925. Ископаемые млекопитающие из Тираспольского гравия Херсонской губ. Мем. геол. отд. об-ва любит. естеств., антроп. и этногр., в. 5.
- Палибин И. В. 1901. Некоторые данные о растительных остатках белых песков и кварцевых песчаников Южной России. Изв. Геол. ком., т. XX, № 8.
- Палибин И. В. 1905. Отчет о палеофатологических исследованиях в юго-восточной России летом 1904—1905 гг. Мат. для геол. России, т. XXIII.
- Палибин И. В. 1930. Олигоценовая флора Тимского кварцевого песчаника. Изв. Геол.-разв. упр., в. 49, № 2.
- Паллас П. С. 1793. Первые научные заметки о Кривом Роге и его железных рудах. Изд. Санкт-Петербург.
- Пейве А. В., Синицин В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Пересветов А. С. 1950. Находка псилофитов в СССР. Ботан. журн. АН СССР, т. 35, № 6, М.—Л.
- Персидский Д. Я. 1925. Матеріали до третинної флори України. Список рослин із Волянищини та Яблонця Житомирської округи. Наук. зап. орган. Київ. наук.-досл. кафедр, т. III, в. 1.
- Пименова Н. В. 1929а. Відбитки рослин з пісковиків Кіровоградської округи. Тр. Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, т. III.
- Пименова Н. В. 1929б. Матеріали до третинної флори Коростенщини. Тр. Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, т. III.
- Пименова Н. В. 1936. До питання про вік полтавського ярусу. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 1.

- Пименова Н. В. 1937. Меотична флора с. Гребінка МАРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 3—4.
- Пименова Н. В. 1939а. Флора третинних пісковиків правобережжя УРСР. Тр. Ін-ту геол. наук, т. XII, № 2.
- Пименова Н. В. 1939б. Сеноманська флора околиць м. Канева. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 1—2.
- Пименова Н. В. 1940. Полтавські піски Дніпровсько-Донецької мульди. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 4.
- Пименова Н. В. 1941а. К вопросу об изученности полтавского яруса. Мат. по нефтен. Д.-Д. впадины, в. 1.
- Пименова Н. В. 1941б. Полтавские пески и полтавский ярус Днепровско-Донецкой мульды. Сов. геол., № 1.
- Пименова Н. В. 1941в. Флора буровугільних покладів с. Шестеринців. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 1.
- Пименова Н. В. 1954. Сарматская флора Амвросиевки. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. стратигр. и палеонт., в. 8.
- Пистрак Р. М. 1950. Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время. БМОИП, отд. геол., т. XXV (2).
- Питковская Ц. Н. 1938. К петрографическому изучению «Кэпрока» Роменского соляного купола. Тр. нефтян. конф., изд. АН УССР.
- Питковская Ц. Н. 1940. К вопросу о происхождении брекчий Петровского купола. Геол. журн. АН УССР, т. VII, в. 8.
- Питковская Ц. Н. 1945. Про походження кепроків соляних куполів України. Інформ. бюлл. АН УРСР, № 12 (8—9).
- Погребницкий Е. О. 1941. Северный сектор Большого Донбасса. Сб. Большой Донбасс, Госгеолгиздат.
- Погребницкий Е. О., Родыгин Н. А. 1930. Геологическое строение Донецкого бассейна. В сб. участвуют Овчинников Н. В., Буренин Г. С., Каманин Л. Г. и др. Геологический очерк Донецкого бассейна, под ред. В. С. Попова, Н. А. Родыгина и Д. И. Щеголева. Главн. геол.-разв. упр., Инст. подз. вод.
- Полканов А. А. 1936. До питання про генезис лабрадоритів. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 3—4.
- Полканов А. А. 1937. До питання про генезис лабрадоритів Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 3—4.
- Полканов А. А. 1938. Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Волини. Тр. Ленингр. об-ва естеств., т. XVII, в. 2.
- Полканов А. А. 1939. Плутон габбро-лабрадоритов Волини (южная часть). Тр. XVII сессии международ. геол. конгр., т. II.
- Полканов А. А. 1948. Плутон габбро-лабрадоритов Волини УССР. Изд. ЛГУ.
- Половинкина Ю. И. 1924. О некоторых интересных амфиболах из пород Кривого Рога. Зап. минер. об-ва, в. 53.
- Половинкина Ю. И. 1928. Базальт р. Ингульца. Зап. минер. об-ва, в. 2.
- Половинкина Ю. И. 1929. Материалы к характеристике графитового месторождения балки Власовой. Мат. общ. и прикл. геол., в. 134.
- Половинкина Ю. И. 1936а. Геологические исследования в верховьях Ингульца. Пробл. сов. геол., № 11.
- Половинкина Ю. И. 1936б. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. Тр. ЦНИГРИ, в. 73.
- Половинкина Ю. И. 1936в. Кировский гранит Украины и его роль в петрогенезисе кристаллического щита. Тр. ЦНИГРИ, в. 73.
- Половинкина Ю. И. 1937. Мигматизация и анатекис в гранито-гнейсовом комплексе Криворожья. Тр. XVII Международ. геол. конгр.
- Половинкина Ю. И. 1938. Об аналогии между архейскими образованиями Волинно-Украинского массива и Фенноскандии. Сов. геол., № 5.
- Половинкина Ю. И. 1939. Мигматиты западной окраины Криворожского месторождения, Тр. ЦНИГРИ, в. 112.
- Половинкина Ю. И. 1940. Схема стратиграфии украинского докембрия. Сов. геол., № 5—6.
- Половинкина Ю. И. 1954. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Геологическая карта Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат.
- Половко И. К. 1937. Климатические элементы Киева. Изд. АН УССР.
- Попов Б. 1903. О южно-русском рапакиви. Тр. СПб. об-ва естеств., т. XXI.
- Попов В. С. 1936. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. Пробл. сов. геол., № 12.
- Порфирьев В. Б. 1939. О геохимических и геологических факторах образования нефти в условиях Днепровско-Донецкой впадины. Тр. нефт. конф., изд. АН УССР.
- Порфирьев В. Б. 1941. К вопросу о нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Мат. по нефт. Д.-Д. впадины, в. I.

- Порфирьев В. Б. 1948. Метаморфизм углей. Львов.
- Потапенко С. В. и Ключников М. Н. 1940. Каолины и глины УССР. Гостгеоліздат.
- Потиевская П. Д. 1950. До вивчення фауни форамініфер низів середнього карбону Донецького басейну. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 1.
- Православлев П. А. 1917. Гидрогеологические исследования в Ананьевском уезде Херсонской губернии в 1914 г. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XVII, в. 6 и 8.
- Прендель Р. А. 1882. Исследования кристаллических пород, развитых в бассейне р. Базавлук и верховьях Саксагани. Одесса.
- Пустовалов Л. В. 1940. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гостопнефтеиздат.
- Путря Ф. С. 1939. К изучению среднекаменноугольных фораминифер в Донецком бассейне. Азово-Черноморское геол. упр. Мат. по геол. и полезн. ископ., сб. VIII, Киев.
- Путря Ф. С. 1948а. *Protriticites* — новый род фузулинид. Тр. Львовск. геол. об-ва при гос. ун-те. им. Франко, палеонт. сер., в. 1.
- Путря Ф. С. 1948б. *Pseudotriticitinae* — новое подсемейство фузулинид. Тр. Львовск. геол. об-ва при гос. ун-те им. Франко. Палеонтол. сер., в. 1.
- Пухтинский М. Н. 1941. Геология та газоснабженість західної частини Українського Приазов'я. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 1.
- Пясковский Б. В. 1929. Губки из нижнеолигоценых слоев г. Запорожья. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. XLVIII.
- Пясковский Б. В. 1933. Геологическое строение коренного ложа и состав аллювиальных отложений Нижнего Днепра. Землеведение. т. XXXV, в. 2.
- Пятницкий П. П. 1889. Отчет о геологических исследованиях, ч. I. Бассейны рр. Псла и Ворсклы в пределах Курской и Харьковской губ. Тр. Харьк. об-ва испыт. природы, т. XXII.
- Пятницкий П. П. 1891. Исследование меловых осадков в бассейне р. Дона и левых притоков Днепра. Тр. об-ва испыт. природы при Харьк. гос. ун-те, т. XXIV.
- Пятницкий П. П. 1898. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России. Тр. об-ва испыт. природы при Харьк. гос. ун-те, т. XXXII.
- Пятницкий П. П. 1924. Генетическое отношение Криворожских рудных месторождений, ч. I и II.
- Пятницкий П. П. 1925. Генетические отложения Криворожских рудных месторождений. II. Железистые роговики и джеспилиты. Тр. Ин-та прикл. минер. и петрогр., в. 17.
- Пятницкий П. П. 1929. Генетические отношения Криворожских рудных месторождений. Тр. ин-та прикл. минер. и петрогр., в. 9.
- Пятницкий П. П. 1933. Докембрий. Материалы ЦНИГРИ, Киев.
- Пятницкий П. П. 1937. Важнейшие задачи изучения украинского докембрия. Докембрий УССР, сб. 1.
- Пятницкий П. П. 1938. Генетические и возрастные соотношения метаморфических горных пород украинского докембрия. Геол. журн., т. V.
- Радкевич Г. А. 1891. О меловых отложениях Подольской губ. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XI, в. 2.
- Радкевич Г. А. 1894. О фауне меловых отложений Каневского и Черкасского уездов Киевской губернии. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XIV, в. 1.
- Радкевич Г. А. 1896. О результатах геологических исследований в окрестностях Канева летом 1896 г. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVI.
- Радкевич Г. А. 1897. Новые данные относительно фауны меловых отложений Подольской губ. Зап. Канев. об-ва естеств., т. XV, в. 2.
- Радкевич Г. А. 1898. О фауне меловых песков и песчаников Подольской губ. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVI.
- Радкевич Г. А. 1900. О нижнетретичных отложениях окрестностей Канева. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVI, в. 2.
- Резниченко В. В. 1924. Природа Канівських дислокацій. Вісн. Укр. від. Геол. ком., № 5.
- Резниченко В. В. 1926. О горах и кручах района Каневской дислокации. Геол. путеводитель, Киев.
- Резниченко В. В. 1927. На окраїнах Канівської дислокації. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 10.
- Резниченко В. В. 1929. До питання про час утворення українського лесу. Тр. Ін-ту геол. наук., т. III.
- Резниченко В. В. 1931а. До питання про вивчення четвертинного періоду на Україні. Четверт. період, в. 1, 2.
- Резниченко В. В. 1931б. Про тераси і ознаки коливальних рухів земної кори в Наддністрянщині. Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., № 16.
- Резниченко В. В. 1932а. На південній межі зледеніння. Журн. геол.-географ. циклу, № 1—2.

Резниченко В. В. 1932б. Левобережные террасы Днепра от Прохоровки до Кременчуга. Путеводитель экскурсии 2-й четверт. геол. конфер. АИЧПЕ.

Резниченко В. В. и Липковская А. В. 1933. Геологічна основа меліорації природських ярів Канівщини «Темний», «Будзинка», «Гниловод», «Лупинин», «Хмільнянський». Праці Укр. наук.-досл. геол. ін-ту, т. V, в. 1.

Ремизов Н. А. 1936. Мінералогічно-петрографічне дослідження білих кварцових пісків Попаснянського кар'єра біля залізничної станції Попасної (Донбас). Зап. Науково-дослід. ін-ту геол. при ХДУ, т. V, в. II, Харків.

Ремизов Н. А. 1940. Литогенез и смена физико-географических ландшафтов в районе г. Киева в полтавское время. Зап. научно-исслед. ин-та геол. при ХГУ, т. VIII, Харьков.

Ремизов Н. А. 1955а. Полтавский ярус Донецкого кряжа и его экраны в пределах Ворошиловградской, Сталинской и Харьковской областей УССР. Тезисы к докл. на 10 отчетно-научной сесс. Харьк. пед. ин-та.

Ремизов Н. А. 1955б. Красноцветные породы полтавского яруса с Михайловка, их петрография и генезис. Ученые зап. Хар. гос. ун-та им. А. М. Горького, т. VII. Учен. зап. геол. факульт., т. II.

Решение Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 26 февраля — 3 марта 1951 г. Гостоптехиздат, 1951.

Робинсон В. Н. 1946. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Сб. Нов. данн. по стратигр. и гидрогеол. Сев. Кавказа.

Рогович А. 1860. Об ископаемых рыбах губерний Киевского учебного округа. Ест. история, Киев, учебн. окр., в. 1.

Родионов С. П. 1932. Криворожский железорудный бассейн. Тр. III Всесоюзного совещания по черным металлам. Москва—Ленинград.

Родионов С. П. 1939. Геологическое строение Кременчугского железорудного бассейна. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 4.

Родионов С. П. 1940а. Петрографічний нарис кристалічних сланців Кременчуцького залізрудного басейну. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 1—2.

Родионов С. П. 1940б. Проблема Большого Кривого Рога. Вісті АН УРСР, № 1.

Родионов С. П. 1941. Никопольско-Чортомликська смуга залізястих порід. Геол. журн. АН, т. VIII, в. 1.

Родионов С. П. 1946а. Желторецкий кристаллический комплекс. Наук. зап. Київ. держ. уні-ту, т. IX, в. X.

Родионов С. П. 1946б. Комплекс кристалічних сланців у південно-східній частині Українського кристалічного масиву. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 4.

Родионов С. П. 1950. Ингулецкий кристаллический комплекс. Наук. зап. Київ. держ. унів., т. IX, в. XI.

Родыгин Н. А. 1937. Основные формы тектоники Донбасса. XVII Междунар. геол. конгр. Тезисы докл. ОНТИ.

Розенбуш Г. 1934. Описательная петрография. ОНТИ.

Романовский Г. Я. 1867. Геологический очерк Таврической губ. и обзор Крымского полуострова относительно условий для артезианских колодцев. Горн. журн., т. III, ч. 2.

Романовский Г. Я. 1882. О характере месторождений железных руд западной части Донецкого бассейна и Азовской гранито-гнейсовой полосы. Горн. журн., т. III.

Ротай А. П. 1931. I. Новые представители брахиопод из нижнего карбона Донецкого бассейна.

II. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна. Тр. Глав. геол.-разв. упр., в. 73.

Ротай А. П. 1939. Нижний карбон Донецкого бассейна и положение намюрского яруса в каменноугольной системе. Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр., т. I, ГОНТИ.

Ротай А. П. 1941. Итоги работ в пределах обнаженного Донбасса. Сб. Большой Донбасс, М.—Л.

Ротай А. П. 1951. Брахиоподы среднего карбона Донецкого бассейна, ч. I. Госгеолиздат.

Ротай А. П. 1952. Брахиоподы среднего карбона Донецкого бассейна, ч. II. Госгеолиздат.

Рыженко М. А. 1933. Пісково-галечні відклади Надазовья. Тр. Укр. наук.-досл. ін-ту геол., т. V.

Саваренский Ф. П. 1929а. Геологическое строение восточной части Никопольского марганцевого района. Мат. по общ. и прикл. геол., в. 133.

Саваренский Ф. П. 1929б. Гидрогеологический очерк правобережья р. Днепра в районе Никополь — Томаковка — Беленькое. Днепрострой, в. VI.

- Саваренский Ф. П. 1932. Четвертичные отложения в районе Днепроострой. Путев. экскурсии второй четверт. геол. конф.
- Савенко П. И. 1931. Новопавлівське (Веселотернівське) та Михайлівське родовище бурого вугілля. Бюлл. Укр. район. геол.-разв. упр., № 7—8.
- Савенко П. И. 1936а. Некоторые данные по геологии Большого Донбасса. Мат. по геол. Б. Донбасса. Сб., ч. I.
- Савенко П. И. 1936б. Результаты розшукових робіт на буре вугілля в районі с. Михайловки і ст. П'ятихатки на Криворіжжі в 1930 р. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. I.
- Савенко П. И. 1936в. Петровское месторождение ископаемых углей. Мат. по геол. Б. Донбасса. Сб., ч. I.
- Савиных В. И. 1937. До питання про геологічне взаємовідношення Коростенських гранітів і габбро-лабродоритів Волині. Геол. журн. АН УРСР, т. IV, в. I.
- Савич-Заблоцкий К. Н., Лапки И. Ю., 1948. Материалы к геологии донецкой перми. Тр. Укр. геол.-разв. тр. нерудн. ископ., сб. I, Харьков.
- Савчинская О. В. 1939. Материалы к изучению меловой фауны Подолии. Учен. зап. Харьк. гос. ун-та, № 16.
- Савчинская О. В. 1940. Материалы к изучению меловой фауны бассейна Десны и Псла. Наук. зап. Харьк. держ. унів., т. VII.
- Сагайдак И. Г. 1937. Петрографический очерк Среднего Приазовья. Сб. Докембрий УССР, № 1.
- Самойлова Р. В. 1946. Стратиграфическое распределение фораминифер в верхнепалеогеновых отложениях р. Альмы (Крым). БМОИП, отд. геол., т. XXI (2).
- Гамсонов Н. Н., Донабедов А. Т. 1941. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. Сб. Большой Донбасс, Госгеолиздат.
- Свистальский Н. И. и др. 1932. Железородное месторождение Кривого Рога. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., в. 153.
- Сельский В. А. 1912. Химико-петрографическое исследование гранита окрестностей Гниvani. Ежегодн. минер. и геол. России.
- Сельский В. А. 1940. Основні риси тектоніки Дніпровсько-Донецької западини в світлі результатів геофізичних робіт. Зб. Й. В. Сталіну Академія наук УРСР. Вид. АН УРСР.
- Семененко Н. П. 1934. Проблеми Великого Донбаса. Наук.-техн. вісн., № 6.
- Семененко Н. П. 1935. Залізородні ресурси Кривбасу та перспективи їх розширення. Наук.-техн. вісн., № 2.
- Семененко Н. П. 1936а. Проблема залізистих кварцитів. Наук.-техн. вісн. № 3.
- Семененко Н. П. 1936б. Процеси контактового метаморфізму і асиміляції в породах району Дніпровської гідроелектростанції. Пробл. сов. геол., № 4.
- Семененко Н. П. 1937а. Пегматитовий процес графітових местороджень в зв'язі з изученням местороджень Петровського району УССР. Изв. АН СССР.
- Семененко Н. П. 1937б. Пегматити України. Тезиси докл. XVII Междунар. геол. конгр.
- Семененко Н. П. 1938. Про магматичний процес у Криворіжжі. Геол. журн. АН УРСР, т. V, в. 3.
- Семененко Н. П. 1939. Гранитные пегматиты Украины. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 4.
- Семененко Н. П. 1940а. О взаимоотношении гранитов с криворожской свитой. Сб. научн. работ Днепропетр. гос. ун-та, т. XVII, в. I.
- Семененко Н. П. 1940б. О структуре гранитного массива левобережья водохранилища Ленина на р. Днепр. Сб. тр. Днепропетр. горн. ин-та, № 2.
- Семененко Н. П. 1941. Фази формування тектонічних структур Кривого Рога. Геол. журн., т. VIII, в. 1.
- Семененко Н. П. 1946. Структура рудних полів Криворожських залізородних местороджень, т. I. Изд. АН УССР.
- Семененко Н. П. 1947а. Залізородні формації Українського кристалічного масиву. Український кристалічний масив. Изд. АН УССР.
- Семененко Н. П. 1947б. Тектоніка Українського кристалічного масиву. Український кристалічний масив. Изв. АН УССР.
- Семененко Н. П. 1948. Структура Українського кристалічного масиву. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 3.
- Семененко Н. П. 1949. Структура кристалічного масива Среднего Приднєпровья. Изд. АН УССР.
- Семененко Н. П. 1950. Об источниках метаморфизма. Геол. журн. АН УССР, т. X, № 4.
- Семененко Н. П. 1951. Геологическое строение Украинского кристаллического массива и история его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Семененко Н. П. 1953. Докембрий Украинской ССР. Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 2.

- Семененко Н. П., Беседин П. И. 1940. Опыт классификации петровских графитовых руд. Тр. Днепропетр. ун-та.
- Семихатова С. Н. 19'8. Миграция спириферид нижнего карбона Подмосквонной котловины. Сов. геол., № 28.
- Сергеев А. Д. 1941. З матеріалів геологічних спостережень в басейні р. Львов. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 2.
- Сердюченко Д. П. 1935. Старокрымский гранитоносный район. ОНТИ.
- Синцов И. Ф. 1875. Отчет о геологических исследованиях в Бессарабии в 1873 г. Зап. Новорос. об-ва естеств., т. III, в. 1.
- Синцов И. Ф. 1882. Геологическое исследование Бессарабии и примыкающей к ней части Херсонской губ. Мат. для геологии России, т. II.
- Синцов И. Ф. 1884. Описание новых и малоизвестных форм раковин из третичных образований Новороссии. Статья 5. Зап. Новорос. об-ва естеств., 9, в. 1.
- Синцов И. Ф. 1888. Заметки о новых плиоценовых отложениях Южной России, Зап. Новорос. об-ва испыт. прир., т. XII, в. 2.
- Синцов И. Ф. 1893. Об Одесских буровых скважинах. Зап. Новорос. об-ва естеств., т. XVIII, в. 1.
- Синцов И. Ф. 1894. Гидрогеологическое описание Одесского градоначальства. Зап. Новорос. об-ва естеств., т. XVIII, в. 2.
- Синцов И. Ф. 1897. К вопросу о палеонтологическом отношении новороссийских неогеновых осадков к пластам Австро-Венгрии и Румынии. Зап. Новорос. об-ва естеств., т. XXI, в. II.
- Синцов И. Ф. 1900. Geologische und paleontologische Beobachtungen in Südrussland (Геологическое и палеонт. наблюд. в юж. России). Зап. Новорос. ун-та, т. 84.
- Синцов И. Ф. 1903. О буровых и копаных колодцах казенных винных складов. Зап. мин. об-ва, сер. 2, т. XI.
- Сироштан Р. И. 1950. Кристалічні вапняки Побужжя. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 2.
- Славин В. И. 1947. Новые данные по стратиграфии и тектонике юрских отложений так называемой «клиппеновой зоны» Карпат. Мат. по геол. и гидрогеол., № 4. Изд. Укр. геол. упр.
- Славин В. И. 1948. О нижнемеловых аммонитах советского Закарпатья. Тр. Львов. геол. об-ва при Гос. ун-те, палеонт. сер., в. 1.
- Слензак И. Е. 1945. Передумови нижньотретинного вугленакопичення на правобережжі Середнього Дніпра. Інф. бюл. АН УРСР, № 4—5 (11—12).
- Слензак И. Е. 1946а. До характеристики клімату палеогену центральної України. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 2.
- Слензак И. Е. 1946б. Нижньотретинні вугленакопичення на правобережжі Середнього Дніпра. Вид АН УРСР.
- Слензак И. Е. 1946в. Про можливість знаходження нових родовищ бурого вугілля на Київщині. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 2.
- Слензак И. Е. 1947. Геологічний нарис палеогенових родовищ бурого вугілля на Україні. Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 4.
- Слензак И. Е. и Крашенинникова О. В. 1949. Неогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Киевск. гос. ун-та.
- Слодкевич В. С. 1927. Некоторые новые данные к стратиграфии южно-русского палеогена. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 8.
- Слодкевич В. С. 1928а. К вопросу о возрасте месторождений бурого железняка в Криворожском районе. Вестн. Геол. ком., т. III, № 8.
- Слодкевич В. С. 1928б. Материалы по изучению палеогеновой фауны Донецкого бассейна. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 5.
- Слодкевич В. С. 1931. Возраст нижней границы отложений полтавского яруса в южной части Союза. Изв. Главн. геол. упр., т. L, в. 25.
- Слодкевич В. С. 1932. Фауна пелеципод южно-русского палеогена. Тр. Главн. геол.-разв. упр., в. 89.
- Слодкевич В. С. 1933. Фауна моллюсков Мандриковки. Тр. Всес. геол.-разв. объед., в. 258.
- Смирнова О. К. и Пастернак С. И. 1948. Меловые отложения Львовской мульды. Тр. Львов. геол. об-ва при Львов. гос. ун-те, геол. сер., в. 1.
- Соболев В. С. 1940. Щелочные сиениты сложного Коростенского плутона Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 69, № 2—3.
- Соболев В. С. 1947. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. VI, сер. геол., в. 5.
- Соболев В. С., Вартанов И. С., Горбачевская О. Н. 1948. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустовского хребта. Тр. Гос. ун-та им. Франко, геол. сер., в. 1, Львов.
- Соболев Д. Н. 1926а. Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандороссии. БМОИП, отд. геол., т. IV, № 3—4.

- Соболев Д. Н. 1926б. Природа Каневских дислокаций. БМОИП, т. IV, в. 3—4.
- Соболев Д. Н. 1928а. Буровые скважины Северо-Польской низменности и соседних областей (прил. к работе Геоморфогенез Северопольской низменности и областей, с нею сопредельных). Наук. зап. наук-досл. каф. геол., в. 1.
- Соболев Д. Н. 1928б. К геоморфологической характеристике Киевского Полесья. Вестн. Геол. ком., т. III, № 6.
- Соболев Д. Н. 1929. Эскиз геоморфологии Украины. БМОИП, отд. геол., т. VII, в. 3.
- Соболев Д. Н. 1930. О стратиграфии четвертичных' отложений Украины. Бюлл. ком. по изуч. четверт. пер., в. 2.
- Соболев Д. Н. 1931. К геологии и геоморфологии Полесья. Вісн. Укр. район. геол. упр., в. 16.
- Соболев Д. Н. 1933а. О четвертичном морфогенезе на Украине. I сб. II Международн. конгр. ассоц. по изуч. четверт. пер., в. II.
- Соболев Д. Н. 1933б. Проблемы геологии территории Большого Донбасса. Пробл. сов. геол., № 5.
- Соболев Д. Н. 1934а. Проблема глубинной геологии Северо-Украинского бассейна. Зап. научн.-иссл. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те, в. IV.
- Соболев Д. Н. 1934б. Краткий геоморфологический очерк территории Большого Днепра. Тр. I Всесоюзн. геогр. съезда.
- Соболев Д. Н. 1935. К вопросу о стратиграфии кристаллического фундамента Европейской части СССР. Зап. научно-иссл. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те.
- Соболев Д. Н. 1936. О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты. Пробл. сов. геол., т. VI, № 9.
- Соболев Д. Н. 1938а. О закономерностях геологического строения и распространения недровых богатств Амадоцийского (Большого Донецкого) бассейна на линиях Карпинского. Зап. научно-иссл. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те.
- Соболев Д. Н. 1938б. О неогеновых и четвертичных террасах Украины. Сов. геол., т. VIII, № 6.
- Соболев Д. Н. 1938в. К палеогеоморфологии Северо-Украинского бассейна. Зап. научно-иссл. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те, т. VI.
- Соболев Д. Н. 1939а. К вопросу о стратиграфии третичных отложений УССР. Зап. науч.-досл. ин-ту геол. Харьк. держ. ун-т., т. VII.
- Соболев Д. Н. 1939б. О геологической структуре Западной Украины. Сов. геол., т. IX, № 12.
- Соболев Д. Н. 1939в. Амадоцийский (Большой Донецкий) бассейн, его геологическое место и расчленение. Тр. нефт. конф. Изд. АН УССР.
- Соболев Д. Н. 1941. О тектонике Днепровско-Донецкой мульды. Сов. геол., № 1.
- Соболев Д. Н. 1948. Геология УССР и соседних территорий. Учен. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXVI.
- Соболев Н. Н. 1892. О некоторых гранитах Подольской губернии. Изв. Варшавск. ун-та, в. 5.
- Соболев С. С. 1935. Почвообразующие породы УССР. Почвов., нов. сер., т. XXX, № 4.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (до девонских) отложений северо-запада Русской платформы. Девон Русской платформы (сб. докл.). Госуд. научн.-техн. изд. нефт. горн. топл. литературы. Л. — М.
- Соколов Д. В. 1929а. Артезианские воды б. Александровского уезда Екатеринославской губ. в связи с его геологическим строением. Мат. к проекту И. Г. Александрова, в. VI.
- Соколов Д. В. 1929б. Геологическое строение Александровского уезда Екатеринославской губ. по буровым скважинам. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 187.
- Соколов Д. В. 1929в. Геологическое строение верхней части района Днепровского затопления. Мат. к проекту И. Г. Александрова, в. VI.
- Соколов Н. А. 1888. Геологические исследования в бассейнах рек Конки, Молочной и по берегу Азовского моря. Изв. Геол. ком., т. VII.
- Соколов Н. А. 1889а. Геологические исследования в южной части Екатеринославской губернии. Изв. Геол. ком., т. VIII.
- Соколов Н. А. 1889б. Геологические исследования в южной части Мариупольского уезда Екатеринославской губ. Изв. Геол. ком., т. XVIII, № 1.
- Соколов Н. А. 1889в. Общая геологическая карта России, л. 48-й — Мелитополь, Бердянск, Перекоп. Тр. Геол. ком., т. IX, № 1.
- Соколов Н. А. 1893. Нижнетретичные отложения Южной России. Тр. Геол. ком., т. IX, № 2.

- Соколов Н. А. 1895. О происхождении лиманов Южной России. Тр. Геол. ком., т. X, № 4.
- Соколов Н. А. 1896а. Гидрогеологические исследования в Александровском уезде Екатеринославской губ. Изв. Геол. ком., в. 15.
- Соколов Н. А. 1896б. Гидрогеологические исследования в Херсонской губ. Тр. Геол. ком., т. XIV, № 2.
- Соколов Н. А. 1896в. Геологическое исследование в северной части Криворожского района и по р. Желтой. Изв. Геол. ком., т. XII.
- Соколов Н. А. 1899. Слои с *Venus konkensis*. Тр. Геол. ком., т. IX, № 5.
- Соколов Н. А. 1900. Геологические исследования в южной части Екатеринославской губ. Изв. Геол. ком., т. IX.
- Соколов Н. А. 1901. Марганцевые руды третичных отложений Екатеринославской губ. и окрестностей Кривого Рога. Укр. Геол. ком., т. XVIII, № 2.
- Соколов Н. А. 1904. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода. Почвов., № 2, 3.
- Соломко Е. 1884. О кристаллической породе с. Исачек. СПб, т. XIV, в. 2.
- Сорочан О. А. 1951. Нові дані про міоценові відклади району сухого лиману. Гос. журн., т. XI, в. 4.
- Сотченко А. М. 1949. Моря і внутрішні води. Нариси економічної географії УРСР. АН УРСР.
- Станиславский Ф. А. 1952. Нові дані про батько-келовейську флору північно-західної окраїни Донецького басейну. Доп. АН УРСР, № 6.
- Станиславский Ф. А. 1953. Верхньотріасова та юрська флора Великого Донбасу. Геол. журн., т. XIII, в. 4.
- Станиславский Ф. А. и Криштофович А. Н. 1950. Палеогеновая флора Волянцини. Изд. АН УССР.
- Станкевич Л. О. 1930. До питання про нікеленосність основних порід УРСР. Геол. журн. АН УССР, т. V, в. 1—2.
- Степанов В. 1918. Ископаемые харовые водоросли сарматского моря. Зап. Одесск. об-ва естеств., т. IV.
- Степанов П. И. 1932. Большой Донбасс. Геолразведиздат.
- Степанов П. И. 1939. Проблема Большого Донбасса. Вестн. АН СССР, № 11—12.
- Степанов П. И., Ротай А. П. и др. 1937. Геологическое описание Донецкого каменноугольного бассейна. Междунар. XVII геол. конгресс. Южная экскурсия. Л.—М.
- Степанов П. И., Погребницкий Е. О., Варфоломеев П. Н. и Ротай А. П. 1941. История геологических исследований и геолого-разведочные работы по проблеме Большого Донбасса. Сб. Большой Донбасс, Госгеолиздат.
- Стефаненко А. Я. и Махнач А. С. 1952. Девонские отложения Белоруссии. Изв. АН БССР, № 4.
- Стефаненко А. Я. и Махнач А. С. 1953. Палеозойские отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН БССР, № 4.
- Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии, ч. I, Госгеолиздат.
- Субботина Н. И. 1936. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. Тр. НИГРИ, сер. А., в. 96.
- Субботин С. И. 1948. К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной. Тр. Львов. геол. об-ва, сер. геол. нефти, в. 1.
- Субботин С. И. 1949а. Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР. Тр. научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Субботин С. И. 1949б. К вопросу о методике анализа гравитационного поля с целью геологического истолкования его аномалий. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, сб. нефт. факульт., № 3.
- Субботин С. И. 1950. Гравітаційні аномалії України та їх інтерпретація. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 3.
- Субботин С. И. 1951. Некоторые результаты изучения плотности пород Украинского докембрийского массива. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, сб. нефт. факульт., № 1.
- Субботин С. И. 1954. Про стан підкорової речовини у зонах прогинів та підняття земної кори. Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, в. 2.
- Сухов И. М. 1950. Некоторые данные о стратиграфическом положении «подольского яруса». ДАН СССР, т. LXXI, № 2.
- Танатар И. И. 1915. Новые горные породы Криворожского железорудного бассейна. Инженерн. раб., № 6 и 7.
- Танатар И. И. 1916. Некоторые соображения о генезисе криворожских железных руд и вмещающих их железистых кварцитов. Южн. инженер, № 7—8.
- Танатар И. И. 1924. К вопросу о происхождении криворожских железных руд и вмещающих кварцитов. Инженерн. раб., № 1—2.

- Танатар И. И. 1937. Геохимическая характеристика Большого Кривого Рога в связи с вопросом генезиса его руд. Тр. XVII сес. Междунар. геол. конф.
- Тарасенко В. Е. 1895. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XV.
- Тарасенко В. Е. 1899а. Материалы для суждения о химическом строении известково-натровых плагиоклазов. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVI.
- Тарасенко В. Е. 1899б. О магнетитовой горной породе из с. Михайловки Винницкого уезда Подольской губ. Киев.
- Тарасенко В. Е. 1903. Новая область вулканических пород Волынской губернии. Зап. Киев. об-ва естеств.
- Тарасенко В. Е. 1914. О гранитовых и диоритовых горных породах Криво-рожского рудноосного района. Тр. Геол. ком., в. 90.
- Тарасенко В. Е. 1916. Об изверженных горных породах юго-восточной части Киевской губернии. Уч. зап. Юрьевск. ун-та, № 10.
- Тарасенко В. Е. 1925. Материалы по петрографии кристаллических пород Южно-Русского горста. Тр. Воронежск. ун-та, т. I и II.
- Тетяев М. М. 1912. Основные черты геологии и тектоники палеозойских отложений Европейской России (на фр. яз.).
- Тимофеев Б. В. 1952. Древнепалеозойские отложения в Молдавии. ДАН СССР, т. 86, № 6.
- Тихий В. Н. 1941а. Палеогеография воронежского карбона. Сов. геол., № 4.
- Тихий В. Н. 1941б. Стратиграфия и фашии карбона северо-восточной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Сб. Большой Донбасс. Госгеолиздат.
- Тихонович Н. К. 1951. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. Гостоптехиздат.
- Ткачук Л. Г. 1929. Кристалічні породи околиць м. Буки на Уманщині. Вісн. Укр. район геол.-розв. упр., в. 14.
- Ткачук Л. Г. 1934. Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясьмина та Вільшанки. Тр. ин-та геол. АН УРСР, т. V, в. 2.
- Ткачук Л. Г. 1935. Лабрадорит м. Городища району ім. Петровського. Мат. по геол. и полезн. ископ. Украины, в. 14.
- Ткачук Л. Г. 1937. Богуславський гранит та його взаємовідношення з оточуючими докембрійськими кристалічними породами. Геол. журн. АН УРСР, т. IV, в. 1.
- Ткачук Л. Г. 1938. Докембрійські кристалічні породи верхньої течії р. Південного Буга до гирла р. Ікви. Геол. журн. АН УРСР, т. V, в. 4.
- Ткачук Л. Г. 1940а. Гайворон-Завальський комплекс чарнокіто-норитових порід і зв'язані з ними хроміти. Вид. АН УРСР.
- Ткачук Л. Г. 1940б. Чарнокіти та супроводжуючі їх докембрійські породи південно-східної частини Київської та північної частини Кіровоградської областей УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 3.
- Ткачук Л. Г. 1948. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Вид. Львів. геол. т-ва.
- Ткачук Л. Г. 1950. Нові дані про ефузивні породи Кіровоградської області УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. X, в. 2.
- Третьяков Д. К. 1941. Третичная фауна одесских катакомб. Сов. наука, № 1.
- Труды нефтяной конференции 1938. Изд-во АН УССР, 1939.
- Тутковский П. А. 1887. Отчет о геологических исследованиях летом 1885 г. в Радомысльском уезде Киевской губ. Зап. Киев. об-ва естеств., т. VII, в. 2.
- Тутковский П. А. 1897. К геологии Луцкого уезда Волынской губ. Ежегодн. по геол. и минер. России.
- Тутковский П. А. 1898а. Об олигоценовых окаменелостях с. Мандриковки Екатеринославской губ. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XV, в. 2.
- Тутковский П. А. 1898б. Последовательность ископаемых микрофаун Южной России. Дневн. X съезда русск. естеств. и врачей.
- Тутковский П. А. 1899. Фораминиферы из сарматских отложений Кременецкого уезда Волынской губ. Киев.
- Тутковский П. А. 1900. Пирамидальные валуны в Южном Полесье. Изв. Геол. ком.
- Тутковский П. А. 1901. Палеогеновый мергель Луцкого уезда. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVII, в. 1.
- Тутковский П. А. 1902а. Геологические исследования вдоль Киево-Ковельской железной дороги. Изв. Геол. ком., т. XXI.
- Тутковский П. А. 1902б. Палеогеновый мергель Луцкого уезда. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XVII, в. 1.
- Тутковский П. А. 1903. Геологический очерк Ковельского уезда Волынской губ. Изд. Волын. губ. земства.

- Тутковский П. А. 1904—1907. Краткие предварительные отчеты о геологических исследованиях на площади 16-го листа десятиверстной геологической карты. Изв. Геол. ком., т. XXIII—XXVI.
- Тутковский П. А. 1907. Геологический очерк Луцкого уезда Волынской губ. Изд. Волын. губ. земства.
- Тутковский П. А. 1908. Юго-западная часть 16-го листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. XXIII.
- Тутковский П. А. 1910а. Зональность ландшафтов и почв Волынской губернии. Почвоведение.
- Тутковский П. А. 1910б. Ископаемые пустыни Северного полушария. Землеведение.
- Тутковский П. А. 1911. Побережье реки Норина в Овручском уезде. Тр. общ. исслед. Волыни, IV, Житомир.
- Тутковский П. А. 1913. Орографический очерк Центрального и Южного Полесья. Землеведение.
- Тутковский П. А. 1915. Геологический очерк Васильковского и Уманского уезда Киевской губернии, в. 2. Мат. по исслед. почв и грунтов Киевск. губ. Изд. АН УРСР.
- Тутковский П. А. 1916. Геологический очерк Владимиро-Волынского и Овручского уездов Волынской губ. Предв. отчет Волын. губ. зем. собр. о почвенно-геологических изысканиях Волынской губернии, произведенных летом 1915 г.
- Тутковский П. А. 1918—1919. Друмлиновий краєвид на Україні. Вісті прир. секції Укр. наук. т-ва, т. I, ч. 3—4.
- Тутковский П. А. 1922. Природна районізація України. Київ.
- Тутковский П. А. 1923. Словечансько-Овруцький кряж і узбережжя ріки Словечни. Тр. фіз.-мат. від АН УССР, Київ.
- Тутковский П. А. 1925а. Копальні мікрофауни України, їх геологічна вага и методи їх дослідження. Тр. фіз. від. АН УРСР, т. I, в. 8.
- Тутковский П. А. 1925б. Узбережжя ріки Уборти. Тр. фіз.-мат. від. АН УССР, в. 4.
- Тутковский П. А. 1930. До питання про вік поверхів лесу та похованих ґрунтів України. Тр. УНДГІ (Український науково-дослідний геологічний інститут), т. IV. Київ.
- Усенко И. О. 1940а. Екструзивни основної маґми району с. Миколаївки по р. Мокра Волноваха. Наук. зап. Київ. пед. інст., сер. геол.-географ., № 1.
- Усенко И. С. 1948. Метабазити Придніпровья. Изд. Киев. гос. ун-та.
- Усенко И. С. 1953а. Архейские метабазиты и ультрабазиты Укр. крист. мас. АН УССР, Ин-т геол. наук, Изд. АН УССР.
- Усенко И. С. 1953б. О возрастных соотношениях дайково-эффузивных пород Укр. крист. мас. ДАН СССР, нов. сер., т. LXXVIII, № 3.
- Усенко И. С. 1954. Вулканизм Дніпровсько-Донецької западини і деякі міркування відносно стратиграфії кристалічного масиву. XI наукова сесія присвячена 300-річчю возз'єднання України з Росією (тези доп.).
- Усенко И. С. и Ямниченко И. М. 1952. Следы юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна. Докл. геол. ин-та АН УССР.
- Усенко И. С. и Бернадская Л. Г. 1954. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Усенко К. С. 1955. Полтавський ярус северо-западних окраїн Донбасса. Уч. зап. Харьк. гос. ун-т им. А. М. Горького, т. LVII. Уч. зап. геол. фак., т. II.
- Усов М. А. 1940. Структурная геология. Госгеолиздат.
- Успенская Ю. М. 1935. Копальні діатомової водорослі Харківського поверху околиць м. Харкова. Зап. наук.-досл. ін-ту геол. при Харк. держ. унів., т. V, в. 1.
- Успенская Ю. М. 1940а. Ископаемые диатомовые водоросли из палеогеновых отложений из скв. № 9 г. Ромен. Зап. научно-иссл. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те, т. VIII.
- Успенская Ю. М. 1940б. Ископаемые диатомовые водоросли харьковского яруса деревни Верино-После. Зап. научно-иссл. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те.
- Фаас А. В. 1902. О присутствии мезотических отложений в пределах Криворожского района, Зап. Мин. об-ва, т. XL.
- Фаас А. В. 1904. Материалы по геологии третичных отложений Криворожского района. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 10.
- Фаас А. В. 1926. Месторождение железной руды в районе Кривого Рога и р. Желтой. Мат. по общ. и прикл. геол., в. 29.
- Фавр И. 1903. Меловые окаменелости Славяно-Сербского уезда Екатеринославской губернии. Тр. об-ва испыт. прир. при Харьк. гос. ун-те, т. XXXVIII.
- Федоровский А. С. 1916. К вопросу о мощности меловой толщи в Харькове. Харьков.

- Федоровский А. С. 1930. Каталог буровых скважин г. Харькова и его окрестностей. УГК Сев. обл. мелиорат. орган., Киев.
- Федотов Д. М. 1932. Каменноугольные пластинчатожаберные моллюски Донецкого бассейна. Тр. Глав. геол.-разв. упр., в. 103.
- Фельдман Г. К. 1941. Вопросы стратиграфии кристаллических пород Среднего Приазовья. Научн. зап. Днепропетр. гос. ун-та, т. XXVII, в. 2.
- Феофилактов К. М. 1851а. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской. Тр. Ком. высш. учр. при Имп. ун-те св. Владимира для опис. губерн. Киев. уч. окр., т. I.
- Феофилактов К. М. 1851б. О юрских и меловых осадках Киевской губернии. Тр. ком. высш. учр. при ун-те св. Владимира для опис. губерн. Киев. уч. окр.
- Феофилактов К. М. 1872. О юрских и меловых осадках Киевской губернии с картой Каневского района.
- Феофилактов К. М. 1874. Геогностическая карта г. Киева с геологическими разрезами. Изд. Киевск. ун-та.
- Феофилактов К. М. 1875. Литологические свойства и рядовое положение пород в каменоломне с. Исачек. Тр. об-ва испыт. прир. при Харьк. ун-те, т. IX.
- Феофилактов К. М. 1876а. Об отношении лабрадоритовой породы к ортоклазовым гранитам Киевской губ. Тр. СПб об-ва естеств., т. VII.
- Феофилактов К. М. 1876б. О построении Исачковского бугра. Тр. СПб об-ва естеств., т. XII.
- Феофилактов К. М. 1878а. О геологической экскурсии, совершенной совместно с Армашевским П. Я. в Киевской губ. Зап. Киев. об-ва естеств., т. V, в. 2.
- Феофилактов К. М. 1878б. Отчет о геологических экскурсиях в уездах Радомысльском и Житомирском. Зап. Киев. об-ва естеств., т. V, в. 8.
- Феофилактов К. М. 1879. Геологические исследования в Лубенском уезде Полтавской губернии. Киев.
- Феофилактов К. М. 1883. Отчет о геологических экскурсиях в 1882 г. Зап. Киев. об-ва естеств., т. VII, в. 1.
- Феофилова А. П. 1952. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донецкого бассейна. Сб. памяти ак. П. И. Степанова, АН СССР.
- Фомичев В. Д. 1953. Кораллы *rugosa* и стратиграфия средне- и верхнекаменноугольных и пермских отложений Донецкого бассейна. Госгеолиздат.
- Фурсенко А. В. 1953. О верхнедевонских отложениях Припятского Полесья. ДАН СССР, т. 90, № 2.
- Ханин А. А. 1950. Стратиграфия и литология меловых и палеогеновых отложений Приазовского района. Разв. недр, № 1.
- Хоменко И. П. 1908. О возрасте тираспольских песчано-галечных отложений. Зап. Новорос. об-ва естеств., т. XXXII.
- Хоменко И. П. 1914. Мзотическая фауна с. Тараклии Бендерского уезда. Тр. Бессараб. об-ва естеств. и любит. естеств., т. V.
- Хоменко И. П. 1917а. Открытие Руссильонской фауны и другие результаты геологических наблюдений в южной Бессарабии. Тр. Бессараб. об-ва естеств. и любит. естеств., т. VI.
- Хоменко И. П. 1917б. Руссильонский ярус в среднем плиocene Бессарабии и его значение для познания возраста балтских песков и куяльницких отложений. Тр. Бессараб. об-ва естеств. и любит. естеств., т. VI.
- Хоменко И. П. 1922. Геологические исследования Вознесенского уезда и сопредельных частей уезда Николаевского и Одесского. (Предвар. сообщ.). Изв. геол. бюро при научно-техн. и экон. Совета Одесского Губсовнархоза, Одесса.
- Царовский И. Д. 1939. Маріуполіті і зв'язані з ними пегматити. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 4.
- Царовский И. Д. 1947. О характеристике остаточной кристаллизации Октябрьского щелочного массива. ДАН СССР, т. LVII, № 5.
- Царовский И. Д. 1948. К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов восточного Приазовья. ДАН СССР, т. LXII, № 3.
- Царовский И. Д. 1950. О возрасте сненитового комплекса юго-востока УССР. ДАН СССР, т. LXXV, № 5.
- Цитович К. А. 1928. Новые данные к стратиграфии келловей в районе Каневских дислокаций. Вісн. Укр. від. Геол. ком., № 11.
- Чернецкий И. П. 1940. Нові дані про верхньокрейдяні і палеогенові відклади Сумського району (північно-східня частина Північно-Українського басейну). Геол. журн. АН УССР, т. VII, в. 4.
- Чернецкий И. П. 1941а. Верхнемеловые и неогеновые отложения Сумского и прилегающих к нему районов. Наук. зап. Сумськ. пед. ін-ту, т. I.
- Чернецкий И. П. 1941б. Фауна верхнемеловых и палеогеновых отложений Сумского района. Наук. зап. Сумськ. пед. ін-ту, т. I.

- Чернышев Б. И. 1924. О *Leperditia* из нижнего отдела каменноугольной подсистемы Донецкого бассейна. Изв. Екат. горн. ин-та.
- Чернышев Б. И. 1925. Трилобиты из каменноугольных отложений России. Изв. Сталинск. горн. ин-та, т. I.
- Чернышев Б. И. 1927. Об *Estheria* и *Esteriella* Донецкого бассейна. Ежегодн. русск. палеонт. об-ва, т. VI.
- Чернышев Б. И. 1931 *Carbonicola*, *Anthracomya* и *Najadites* Донецкого бассейна. Тр. ГГРУ, в. 72.
- Чернышев Б. И. 1932а. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII—21. Изд. Всес. геол.-разв. объедин.
- Чернышев Б. И. 1932б. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII—21. Район ст. Иловайская, Моспино. Изд. Всес. геол.-разв. объедин.
- Чернышев Б. И. 1947а. Деякі *Nuculidae* Донецького басейну. Зб. праць з палеонт. та стратигрф. АН УРСР, т. I.
- Чернышев Б. И. 1947б. Представники роду *Anthraconeilo Citry* з верхньопалеозойських відкладів в СРСР.
- Чернышев Б. И. 1950. Семейство *Grammystidae* из верхнепалеозойских отложений СССР. АН СССР.
- Чернышев Б. И. 1951. Семейство *Ledidae* из каменноугольных отложений СССР, АН УССР. Тр. Ин-та геол. наук, сер. структур и палеонт., в. 2.
- Чернышев Б. И., Новик Е. О., Шульга П. Л. 1948. Стратиграфія кам'яновугільних відкладів західного сектора Великого Донбасу за матеріалами свердловин. Зб. праць з палеонт. і стратигр. АН УРСР, т. I.
- Чирвинский В. Н. 1914. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Зап. Киев. об-ва естеств., т. XXIV.
- Чирвинский В. Н. 1916. Фельдшпатизация киевского мела. Геол. вестник, № 3.
- Чирвинский В. Н. 1926а. Геологический путеводитель по Киеву. Киев.
- Чирвинский В. Н. 1926б. Химико-петрографическое исследование киевского мергеля (спондиловой глины) и его гомологи среди современных морских отложений. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 8.
- Чирвинский В. Н. 1927а. Новый массив рапакиви на юге Киевской губ. Вестн. Геол. ком., в. 8—9.
- Чирвинский В. Н. 1928. О некоторых эффузивных породах Волыни из прослоев б. Новоград-Волынского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 11.
- Чирвинский В. Н. 1929. Про долини, що прорізують вододіли Буга і Дніпра в верхів'ях Гірського Тікича. Бюлл. Укр. від. Геол. ком., № 1.
- Чирвинский В. Н. 1930. Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губернии и прилегающих частей Подольи. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 14.
- Чирвинский В. Н. 1931. К истории Днепровской долины. Вест. Укр. район. геол.-разв. упр., в. 16.
- Чирвинский В. Н. 1932а. Геологическое строение территории г. Киева и его окрестностей и общая характеристика четвертичных отложений. Путеводитель экскурсий II кон. АИЧПЕ.
- Чирвинский В. Н. 1932б. Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на ділянці між Києвом та Золотоношею. Четверт. період, № 3.
- Чирвинский В. Н. 1936. К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива. Юб. сб. к 50-летию научн. деят. акад. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР.
- Чирвинский В. Н. 1939. Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині, ч. I, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 4.
- Чирвинский В. Н. 1940. Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині, ч. II, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 3.
- Чирвинский В. Н. и Сябряй В. И. 1935. Материалы к познанию бурогольных месторождений УССР, т. I, Киев.
- Чирвинский П. Н. 1912. Основные черты тектоники Полтавской, Харьковской, Черниговской и Курской губерний. Ежегодн. геол. и минер. России, т. 14.
- Чирвинский П. Н. 1925. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. Вісн. Укр. від. Геол. ком., в. 6.
- Чирвинский П. Н. 1926. Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае. Изв. Донск. политехн. ин-та, Новочеркасск.
- Чирвинский П. Н. 1936. К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива. Юбил. сб., посвящ. В. И. Вернадскому, т. II, АН СССР.

- Чиркова Е. Ф. 1944. О присутствии двух угленосных толщ в финантское время на Урале. ДАН СССР, т. XLIV, № 7.
- Чихачев С. М. 1949. О дополнении палеозоя рифейской системой. Сов. геол., № 40.
- Шалыт Е. С. 1946. К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса. Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 1, изд. Укр. геол. упр.
- Ша мека И. Т. 1937. Попередне повідомлення про роботу Роменської нафтової партії Інституту геології в 1936 р. Геол. журн. АН УРСР, т. III, в. 3—4.
- Ша мека И. Т. 1939. О нефтеносности Роменского соляного купола и прилегающих к нему районов. Тр. нефт. конф., изд. АН УССР.
- Ша мека И. Т. 1949. Тектоника и нефтеносность Днепровско-Донецкой впадины. Тр. научно-геол. сов. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Шарапов И. С. 1941. Условия образования соляных структур в центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Сов. геол., № 5.
- Шарапов И. С. 1949. Основные геологические результаты работ в Днепровско-Донецкой впадине. Тр. научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР.
- Шатский Н. С. 1924. Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого кряжа. Тр. Особ. ком. по исслед. Курской магн. аномал. при ВСНХ СССР, в. 6.
- Шатский Н. С. 1931. К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине, БМОИП, отд. геол., т. IX, в. 3—4.
- Шатский Н. С. 1937а. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XV, № 1.
- Шатский Н. С. 1937б. Происхождение Донецкого бассейна. БМОИП, отд. геол., т. XV, № 4.
- Шатский Н. С. 1938. Тр. нефт. конф. 1938 г. АН УССР (выступл. Н. С. Шатского).
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат. к позн., геол. стр. СССР, нов. сер., в. 2.
- Шатский Н. С. 1946. Большой Донбасс и система Вигита. Сравн. тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Шатский Н. С. 1952а. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1952б. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, IX—X.
- Широков А. З. 1938. О мощности отложений донецкого карбона. Сов. геол., № 12.
- Шмалъгаузен П. И. 1884. Материалы о третичной флоре Юго-Западной России. Зап. Киев. об-ва естеств., т. VII, в. 2.
- Шнейдер Г. Ф. и Мандельштам О. М. 1947. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР т. VII, Триасовая система.
- Шульга П. Л. 1941а. О возрасте пестроцвета Роменских скважин. Мат. по нефт. Днепровско-Донецкой впад., в. 1.
- Шульга П. Л. 1941б. О пластинчатожаберных из каменноугольных скважин Д. Бассейна и района Ромен. Мат. по нефт. Д.-Д. впад., в. 1.
- Шульга П. Л. 1947. Прісноводні пелеліподи кам'яновугільних відкладів Саратівського Поволжжя. Зб. праць з палеонт. та стратигр. АН УРСР.
- Шульга П. Л. 1948. Прісноводні пелеліподи кам'яновугільних відкладів Західної частини Донецького басейну. Вид. АН УРСР.
- Шульга П. Л. 1951. О палеозое Западной Волини и юго-западной части Брестской области БССР. ДАН СССР, нов. сер., т. LXXX, № 1.
- Шульга П. Л. 1952. Схема стратиграфії палеозоя південно-західної окраїни Російської платформи (Волинь і Поділля). Геол. журн. АН, т. XII, в. 4.
- Эберзин А. Г. 1940. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. Стратиграфия СССР, т. XII, изд. АН СССР.
- Эберзин А. Г. 1945а. Палеонтологическое обозрение, в. 5.
- Эберзин А. Г. 1945б. Реферат работы Makarevici «Recherches geologiques et paleontologiques dans la Bessarabiemerdionale» Ann. Scient. Univ. Jassy, 2 sect., t. 26, f. 1, 1940.
- Эберзин А. Г. 1947. Род *Limnocardium Stolizka* в плиоцене Понто-Каспийского бассейна. Тр. палеонт. ин-та АН СССР, т. XIII, в. 4.
- Эберзин А. Г. 1950. О стратиграфическом положении местонахождений древнейших гиппартионов в Молдавской ССР. ДАН СССР, т. LXXV, № 2.
- Эберзин А. Г. 1951. О происхождении плиоценовых родов кардид в Эвксинском бассейне. Тр. палеонт. ин-та АН СССР, т. XX.
- Эберзин А. Г., Викторова Р. Е. и Ковалевский С. А. 1954. Акчагыл в Молдавии. Бюл. Моск. об-ва исп. прир., в. 4.

- Эйхвальд Е. 1846. Геогнозия преимущественно в отношении России. СПб. Эрганов А. Л. 1928. Некоторые данные по гидрогеологии левого берега Днепра от г. Запорожья по б. Карачокрак (табл. XLVII). Изв. Геол. ком., № 6.
- Эрганов А. Л. 1929. Предварительный отчет Днепровской партии Геол. ком. о гидрогеол. исслед. в 1926 г. в районе левобережья Днепра от г. Запорожья до устья р. Конки. Матер. к проекту проф. Александрава, в. VI.
- Юрк Ю. Ю. 1938а. До проблеми рідких елементів у породах кристалічного масиву УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. V, в. 3.
- Юрк Ю. Ю. 1938б. Рідкі метали в кристалічних породах УРСР. Вісті АН УРСР, № 4.
- Юрк Ю. Ю. 1939а. Вісмутові мінерали на Україні. Доп. Ак. наук УРСР, № 5.
- Юрк Ю. Ю. 1939б. Граніт у пегматитах Західного Приазов'я. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 3.
- Юрк Ю. Ю. 1939в. Про знахідку молібденіту в Покровському районі Дніпропетровської області. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 3.
- Юрк Ю. Ю. 1941а. Гранітні пегматити Приазов'я та їх рідкі елементи. Вид. АН УРСР.
- Юрк Ю. Ю. 1941б. Пегматити Приазов'я. Изд. АН УССР.
- Юрк Ю. Ю. 1941в. Приазовіт — новий мінерал. Доп. АН УРСР, № 3.
- Юрк Ю. Ю. 1948а. Контактне взаємовідношення коростенського граніту з житомирським на Волині. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 3.
- Юрк Ю. Ю. 1948б. Про гранітні пегматити Волині. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 1—2.
- Юрк Ю. Ю. 1950. О метасоматическом замещении ильменита рутилом и гематитом. Минер. сб. № 4 Львовск. геол. об-ва при Львов. гос. ун-те.
- Юрк Ю. Ю. и Брезер В. М. 1939. До геохімії рідких елементів гранітних пегматитів Західного Приазов'я. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 4.
- Юрк Ю. Ю., Царовський І. Д. 1940. Чорні рудні мінерали Маріупольського лужного масиву. Геол. журн. АН УРСР, т. VII, в. 1—2.
- Яковлев Н. Н. 1899. Фауна некоторых верхнепалеозойских отложений России, II. Головоногие и брюхоногие. Тр. Геол. ком., т. XV, № 3.
- Яковлев Н. Н. 1901. Остатки мезазавра из верхнемеловых отложений юга России. Изв. Геол. ком., т. XX, № 9.
- Яковлев Н. Н. 1908. Палеозой Изюмского уезда Харьков. губ. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 42.
- Яковлев Н. Н. 1927. Взаимоотношения перми и пермо-карбона. Геол. вестн., т. IV, № 4—5.
- Яковлев Е. В. 1929. Геологическое обоснование проектных работ Днепровского государственного строительства. Мат. к проекту И. Г. Александрава, в. VI.
- Ямниченко И. М. 1950. Вік наймолодших юрських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині. Геол. журн., т. X, в. 4.
- Ямниченко И. М., Каптаренко-Черноусова О. К. и Ткаченко Г. А., 1951. Нижньоюрські відклади верхів'я р. Самари. Геол. журн., т. XI, в. 2.
- Ярцева М. В. 1946. О некоторых новых фораминиферах из палеогеновых отложений Никопольского района. Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 4, изд. Укр. геол. упр.
- Яцко М. Я. 1949. Описание некоторых унионид из мезотических отложений западной части Причерноморской впадины. Тр. Одесск. гос. ун-та, т. VII, сб. геол. ф-та, т. I.

Работы на иностранных языках

- Alth A. 1874. Ueber die paleozoischen Gebilde Podoliens und deren Vesteinerungen. Abh. d. K. K. geolog'schen Reichsanstalt. b. VII, № 1.
- Alth A. 1883. Wapień nizniowski i jego skamieliny. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej, Kraków.
- Alth i Bieniasz, 1877. Atlas geologiczny Galicji, t. I, Kraków.
- Alth i Bieniasz, 1887. Atlas geologiczny Galicji, Z. J. Tekst do zeszytu I (Monaster zyśka, Jagielnica—Czernelica—Tysmienica—Tlumacz, Zaleszczyki).
- Bloede V. 1841. Beiträge zur Geologie des südlichen Russlands. N. Jahrb. f. Min. Geol., Pal.
- Cushman i Glazewski, 1949. Upper jurassic foraminifera from the nizniow limestone of Podole, Poland Contr. fr. Cushman laborat. V. 5, p. I, Warszawa.
- Czarnocki J. 1926. O wieku utworow pregotlandskich na Wolyniu i Podolu. Pos. Nauk. P. l. G., № 14.
- Czarnocki J. 1927. Kambr i jego fauna w środkowej czesci Gór Świętokrzyskich. Państw. Polsk. Inst. Geol., Sprawozd. IV, z. 1—2.
- Czarnocki J. 1933. Przewodnie rysy stratygrafji i paleografji miocena Wpol. Polsce, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Czarnocki J. 1935. Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polonischen tortons. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, Warszawa.
- Dubois de Montpereux Fr. 1832. Geognostische Verhältnisse in Ost-Galicien und in der Ukraine. Karstens Archiv f. Min. etc., b. V.
- Dunikowski E. 1884. Geologische Untersuchungen in Russischen Podolien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., b. 36.
- Eichwald E. 1846. Einige Bemerkungen zur Geognosie Scandinaviens und der westlichen Provinzen Russlands. Bull. Soc. d. Nat. de Moscou.
- Fuchs T. 1867. Eocän Versteinerungen aus dem Umgebung von Kiew. Verh. d. K. K. Reichsanst. № 9.
- Gündelstädt, 1791. Reise durch Russland.
- Halicki B. 1934. W sprawie przebiegu uralidów przyległych w Polsce i krajach przyległych. Prace zakładów geologicznego i geograficznego Uniwersytetu. St. Batorego w Wilnie, № 15.
- International Seismological Summary. Oxford.
- Kadziczewski P. 1928. Granit z Korca i granit z Osnicka na Wołyniu. Sprawozdania P. I. G., m. 4, Warszawa.
- Kelus A. 1939. Ramenionogi i koralowce dewonskie okolic Pełczy na Wołyniu.
- Kenen A. 1868. Ueber die Tertiärversteinerungen von Kiew Budzan und Traktemirow. Zeitsch. d. deutsch. Geol. Gesel., b. XXI.
- Kokoszynska B. 1932. O faunie, wykształceniu facjalnem i stratygrafji ceno-manu na Podolu. Sprawozdania P. I. G., t. VI, Warszawa.
- Kozłowski R. 1929. Les brachiopodes Gothlandiens de la Pologne. Paleontologia Polonica, m. I, Warszawa.
- Korejwo Kristina, 1954. Fauna małzow cłodnowodnych namuru okregu Byhni-schiego. Asta Geologica Polonica. vol. IV, Warszawa.
- Lill de Lilienbach, 1833. Description du bassin de la Galicie et de la Podolie. Mem. de la Soc. Geol. de la France, I.
- Łimanowski M. 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, t. XXX, Lwów.
- Łomnicki M. 1895. Atlas geologiczny Galicji. L. VII.
- Łomnicki M. 1898. Atlas geologiczny Galicji. L. X.
- Łomnicki M. 1901. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu IX Kraków.
- Łomnicki M. 1905. Atlas geologiczny Galicji. L. XVIII.
- Małkowski St. 1925. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze Polesia Wołyńskiego na północ od Słuczy. Posiedz. Nauk. P. I. G. N 12.
- Małkowski St. 1926. Sprawozdanie z poszukiwań geologicznych wykonanych na obszarze masywu krystalicznego na północ od Słuczy. Posiedz. Nauk., P. I. G. N 15.
- Małkowski St. 1927. O budowie geologicznej północno-zachodniej szesci masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. Państw. Inst. Geol. Posiedzenia Naukowe, 17 p. p. 1—2 Warszawa.
- Małkowski St. 1930. O skałach mieszanych (migmatytach) okolic Klesowa. Posiedz. Nauk. P. I. G., N 27.
- Małkowski St. 1931a. O odkryciu złoza miedzy rodzimej w Mydzku na Wo-
łyniu. Spraw. P. I. G., t. VI, z. 4.
- Małkowski St. 1931b. Z geologii Wołynia. Rocznik Wołyński, XI.
- Małkowski St. 1931b. O budowie przedpola masywu krystalicznego Wołyńsko-
Ukraińskiego na Wołyniu, Spraw. P. I. G., t. XIV, z. 4, Warszawa.
- Małkowski St. 1933. Rzut okana dotychczasowe wyniki badań geologicznych
polskiej części nasywu Wołyńsko-Ukraińskiego i jego przedpola na Wołyniu. Posiedz.
Nauk., P. I. G., N 36.
- Mazurek A. 1936. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na Wo-
łyniu, u r. 1935 na ark. Kostopol i Berezne. Posiedz. Nauk. P. I. G., n. 45.
- Moroziewicz I. 1929. Mariupolit i jego krewnjaki. Prace. P. I. G. t 2, z. 3,
Warszawa.
- Nowak J. 1909. Stratygrafia krejdy w okolicy Halicza. Bull. de l'Acad. de Sc.
de Cracovie.
- Nowak J. 1938. Dniestr a gipsy tortońskie. Rocznik Polskiego Tow. Geol., XIV.
- Premik J. 1924. O bryozoach siłurskich Podola polskiego. Prace P. I. G.,
Warszawa.
- Pusch J. 1830. Ueber die Formation in Podolien und dem südlichen Russland.
Journ. de Geol., II.
- Pusch J. 1836. Bogomil geognostische von Beschreibung von Polen. Stutthart.
- Radziszewski P. 1924. Opis mikroskopowo-petrograficzny skał krystalicznych
wołyńskich na południe od rz. Słucz. Spraw. P. I. G., t. III, z. 1—2.
- Radziszewski P. 1928. Granit z Korca i granit z Osnicka na Wołyniu. Spraw.
P. I. G., t. IV.

- Radziszewski P. 1935. Granit z Cwordova pod Korcem. Posiedz. Nauk. P. I. G., N 42.
- Samsonowicz J. 1922. O utworach paleozoicznych okolic Ostróga i Pełczy na Wołyniu. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 4.
- Samsonowicz J. 1923. O utworach paleozoicznych okolic Ostróga i Pełczy na Wołyniu. Spraw. P. I. G., t. II.
- Samsonowicz J. 1926. O dewonie i cenomanie w okolicach Pełczy. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 15.
- Samsonowicz J. 1927. Nowe dane o dewonie, kredzie i trzeciorzędzie okolic Pełczy na Wołyniu. Państw. Inst. Geol. Posiedzenia Naukowe. 18, Warszawa.
- Samsonowicz J. 1929. Sposterzezenia nad dołomitami dewońskimi Zawadówki i Korzawy nad Złota Lipa na Podołu. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 24.
- Samsonowicz J. 1930. Turon, cenoman i dewon z otworu swidrowego w Nieswieżu na Wołyniu. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 26.
- Samsonowicz J. 1931a. Kilka uwag o budowie i faunie dewonu Pełczy oraz o zagadnieniach, tyżających się składu i rozmieszczenia paleozoicum na Wołyniu między wałem Scytyjskim i rowem Zubelskim. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 30.
- Samsonowicz J. 1931b. O tortonie i oligocenie okolic Pełczy. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 30.
- Samsonowicz J. 1931b. O przypuszczalnym występowaniu karbonu w zachodniej części Wołynia, Akad. Um. Spraw. 36, t. XXXVI, N 9, Kraków.
- Samsonowicz J. 1933. Quelques remarques sur le dévonien et le Tertiaire dans le district de Luck, Volhynie. Posiedz. Nauk. P. I. G., N 35, Warszawa.
- Samsonowicz J. 1934. Sur l'âge problemat. permien de certains Sédiments en Valhynie. P. I. G. Pos. Nauk, N 38, Warszawa.
- Samsonowicz J. 1935. Utwory paleozoiczne między Ostrogami Janowa Dolina, nad Horyniem. Posiedz. Nauk., P. I. G., N 44, Warszawa.
- Samsonowicz J. 1936a. O fosforytach apatitowych prawdopodobnie ordowickich z nad Horynia. Posiedz. Nauk. P. I. G., N 44, Warszawa.
- Samsonowicz J. 1936b. O stosunku basaltów w Janowej Dolinie do serii tufitowej. Ibidem., N 46.
- Samsonowicz J. 1939a. Badanie geologiczno-gornicze, wykonane w roku 1937—38 na Wołyniu. Biul. P. I. G., N. 9, Warszawa.
- Samsonowicz J. 1939b. Gotland, ordowic i skały wylewne na wschodnim Wołyniu. Wyd. Wol. Tow. Przyj. Nauk. Luck.
- Samsonowicz J. 1939b. Le carbonifere dans le bassin du Haut Bug. Pol. Acad. S.-ci, C—K. M., des seances de la classe des Mat. et Natur.
- Schmidt Fr. 1873a. Ueber die Pteraspiden überhaupt und ueber Pteraspis Kneri insbesondere. Zap. Min. Ob.-wa, t. VIII.
- Schmidt Fr. 1873b. Notiz über die Silurformation am Dniester in Podolien und Galizien. Neues Jahrbuch für Miner.
- Schmidt Fr. 1874. Ueber die russischen Silurischen Leperditien. Mem. de L'Acad. Impér. de St.-Petersburg, ser. VII, t. XXI, N 2.
- Siemiradzki J. 1906a. Die paleozoischen Gebilde Podoliens. Beitr. zur Paleont. und Geol. Kom. Fiziogr. A. U. F., XXXIX.
- Siemiradzki J. 1906b. Monographia warstw paleozoicznych Podoła. Spraw. Kom. Fiziogr., t. XXXIX, Kraków.
- Siemiradzki J. 1922. Geologia ziem polskich., t. I, Lwów.
- Smulikowski K. 1931. Syenit z Klesowa i jego granitowa ostona. Rocznik Polsk., Tow. Geol., m. VII, Kraków.
- Smulikowski K. 1937. O wykryciu molibdenitu w okolicy Jasnohorki (pow. Sarny). Archiwum Mineralogiczne. t. XIII, Warszawa.
- Staszic St. 1815. O ziemiurodzture Karpatow i ichnich gór i równin Polski. Warszawa.
- Stronski F. 1911. Przyczynek do fauny warstw Paleozoicznych Podoła. Kosmos, m. 36. Lwów.
- Stur D. 1872. Der Oestliche Teil des Aufnahmegebietes Bukowina, in dem Umgebungen von Mielnica. Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanstalt.
- Sujkowski J. 1930. Uwagi o wapieniach towarzyszących basaltów na Wołyniu. Pos. Nauk. P. I. G., N 26, Warszawa.
- Sujkowski J. 1939. Sytur na Wołyniu w świetle wierzenia w Bocianówce. Służba Geol. P. I. G., Biul. N 12, Warszawa.
- Szajnocha W. 1889. O stratygrafii pokładów Syłurskich galicyjskiego Podoła. Spraw. Kom. Fiziogr. Ak. Um., t. XXIII, Kraków.
- Teisseyre W. 1921. Paleomorfologia Podoła. Wiadomość tymczasowa, tam że. Spraw. Polskiego Inst. Geolog., t. I. Spraw. z badań geologicznych przedsięwziętych zramienia wydziału.
- Teisseyre W. 1893a. Całokształt płyty paleozoicznej Podoła Galicyjskiego. Kosmos. t. XVIII, Lwów.

- Teisseyre W. 18936. Crzbień Gołogórsko-Krzemieński, jako zjawisko orotektoniczne. Kosmos, t. XVIII. Lwów.
- Teisseyre W. 1894. Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wzniesienia wschodnio-galicjijskiej. Spraw. Kom. Fizjogr. Ak. Um.
- Teisseyre W. 1900a. Atlas geologiczny Galicji, z. VIII.
- Teisseyre W. 19006. Tekst do zeszytu VIII (Założce, Tarnopól, Podwołoczyska, Tremboula, Skalat i Grzymalów).
- Teisseyre W. 1903a. Der palaeozoische Horst von Podolien und die ihm Umgebungen Senkungsfelder. Beitr. rz. Palaeont. und Geol. Oester.-Ung., XVIII. Wien.
- Teisseyre W. 19036. Les contours de la plateforme paléozoïque de la Podolie Galicienne. Kosmos, fasc. VIII et IX.
- Teisseyre W. 1907. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich Przedmurza. Kosmos, t. XXXII, z. 9—11, Lwów.
- Tokarski J. 1929. O sanidynie w Berestowce na Wołyniu. Kosmos, t. 53.
- Tokarski J. 1938. Analiza petrograficzna elementów pelitowych tufów berestowieckich. Spraw. Polsk. Ak. Um. t. XLIII, N 1.
- Tokarski J. Gowińsko H., 1938. Ergebnisse der mikroskopopflanimetrischen Analyse des Granites von Osnick in Wolhynien. Bull. Ac. Pol. St. A., Kraków.
- Vascautzanu Th. 1931. Les formations siluriennes de la rive roumaine du Dniester. Buguresti. An. inst. Geol. al Rom., v. XV.
- Wiśniowski T. 1890. Zapiski geologiczne z Podola. Spraw. Komis fizjogr. Ak. Um., t. XXVI.
- Wolf H. 1876. Reisebericht aus Galizien Verhandl., K. K. Geol. Reichsanstalt.
- Zych W. 1926. Old-redzie podolskiem. Posiedz. Nauk. P. J. G., N 15.
- Zych W. 1927. Fauna i stratygrafia Old — Redu Podola, pp. 2. Streszczenie referatu. II Zj. Geogr. i Etn. St.
- Zych W. 1928. Sprawozdanie z badan nad old-redziem Podola, wykonanych w 1927 r. Posiedz. Nauk. P. J. G., N 21.
- Zych W. 1930. Fauna ryb devonu i downtonu Podola — Ptaraspidomorpha, Heterostraci. L. A. Lwów.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть первая

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ — <i>В. А. Ершов</i>	7
Глава первая	
История геологического изучения УССР — <i>В. А. Ершов, Н. П. Семененко</i>	9
Глава вторая	
Физико-географическое описание — <i>В. С. Медына и И. К. Половко</i>	22
Глава третья	
Основные черты геологического строения УССР	52
Положение УССР в общей геологической структуре смежных районов и геологические районы — <i>Н. Ф. Балуховский</i>	52
Глава четвертая	
Строение складчатого основания платформы в пределах УССР	
Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива	65
<i>Н. П. Семененко</i>	88
Нижний архей (нижний докембрий)	88
Введение — <i>Н. П. Семененко</i>	
Комплекс пироксено-плаггиоклазовых гнейсов Побужья и их мигматитов с породами чарнокитовой формации и аплитопегматоидными гранитами — <i>Н. Т. Вадимов</i>	90
Хоцевато-завальевский комплекс графитовых гнейсов и мраморов — <i>Н. Т. Вадимов</i>	94
Комплекс гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов Подолии (бассейна рр. Случа, Тетерева, Росси, Днестра, Ю. Буга) и чудново-бердичевские граниты — <i>М. Н. Ивантишин</i>	98
Днепровский комплекс гнейсов и их мигматитов с плаггиоклазовыми гранитами — <i>Н. П. Семененко</i>	102
Комплекс гнейсов и мигматитов Приазовья — <i>И. С. Усенко</i>	105
Гнейсовый комплекс рр. Горного и Гнилого Тикичей — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	114
Гнейсовый комплекс р. Тетерева — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	119
Верхний архей (средний докембрий)	123
Введение — <i>Н. П. Семененко</i>	123
Ингуло-ингулецкая гнейсовая серия — <i>Н. П. Семененко</i>	125
Серия метабазитов — <i>И. С. Усенко</i>	131
Саксаганская железорудная серия — <i>С. П. Родионов и Г. В. Жуков</i>	145
Протерозой (верхний докембрий)	170
Овручская серия (нижний протерозой?) — <i>И. Л. Личак</i>	170
Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клесовиты — <i>Л. Г. Ткачук</i>	183
Интрузивные комплексы центральной части Украинского кристаллического массива, связанные с субширотными дислокациями — <i>Н. П. Семененко</i>	185
Коростенский магматический комплекс (средний протерозой?) — <i>И. Л. Личак</i>	187

Приазовский сиенитовый комплекс пород (верхний протерозой — палеозой?) — <i>И. Д. Царовский</i>	194
Задачи изучения стратиграфии докембрия — <i>Н. П. Семеновко</i>	197
Вулканизм и метаморфизм Украинского кристаллического массива	200
Вулканизм	200
Общая характеристика магматических комплексов их состава и петрогенезиса — <i>Н. П. Семеновко</i>	200
Бугско-подольские магматические комплексы	207
Бугские чарнокито-монцонитовые массивы — <i>Л. Г. Ткачук и Р. И. Си роштан</i>	207
Массивы чудново-бердичевских гранитов — <i>М. Н. Ивантишин</i>	211
Массивы Звенигородских плагиогранитов и гранодиоритов бассейна р. Горный Тикич — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	214
Кременчугский комплекс плагиоклазовых гранитов — <i>Н. П. Семеновко</i>	218
Древние ультрасосновные и основные породы Побужья — <i>Н. Т. Вадимов</i>	221
Метабазиты Украинского кристаллического массива — <i>И. С. Усенко</i>	224
Порфиоровые и серые граниты ингулецкого и других интрузивных комплексов	243
Введение — <i>Н. П. Семеновко</i>	243
Массивы порфиоровых и серых гранитов Ингуло-Ингулецкого водораздела — <i>Н. П. Семеновко</i>	245
Массивы порфиоровых и серых гранитов р. Ингульца — <i>Н. П. Семеновко</i>	246
Массивы порфиоровых гранитов р. Саксагани — <i>Н. П. Семеновко</i>	248
Массивы порфиоровых и серых гранитов р. Базавлука — <i>Н. П. Семеновко</i>	249
Мокро-Московский гранитный массив — <i>Н. П. Семеновко</i>	250
Граниты Коростышевского и Житомирского массивов — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	252
Приазовские граниты — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	255
Красные и чернокварцевые порфиоровые граниты и монцониты Днепровско-Боковьянского и других интрузивных комплексов	262
Введение — <i>Н. П. Семеновко</i>	262
Боковьянский интрузивный массив — <i>Н. П. Семеновко</i>	263
Верблюжский интрузивный массив — <i>Н. П. Семеновко</i>	264
Массивы красных аплитовидных гранитов верховьев р. Ингульца — <i>Н. П. Семеновко</i>	266
Демуриные и другие массивы красных гранитов р. Саксагани — <i>Н. П. Семеновко</i>	267
Днепровский гранитный массив — <i>Н. П. Семеновко</i>	269
Токовский гранитный массив — <i>Н. П. Семеновко</i>	271
Массивы осницких гранитов — <i>Л. Г. Ткачук</i>	272
Биотитовые граниты Пержанского массива — <i>И. Л. Личак</i>	275
Коростенский интрузивный комплекс габбро и гранитов	280
Коростенский магматический комплекс Волины — <i>И. Л. Личак</i>	280
Коростенский магматический комплекс Приднепровья — <i>И. Л. Личак</i>	288
Уманский и Антоновский гранитные массивы — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	294
Приазовский сиенитовый комплекс пород и связанные с ним нефелиновые сиениты — <i>И. Д. Царовский</i>	299
Порфиоровидные граниты Каменных Могил и Екатериновки на Приазовье — <i>В. Н. Гладкий</i>	316
Пегматиты Украинского кристаллического массива — <i>Ю. Ю. Юрк</i>	320
Жильные породы Украинского кристаллического массива — <i>И. С. Усенко</i>	327
Метаморфизм	342
Общий характер метаморфических процессов — <i>Н. П. Семеновко</i>	342
Метаморфизм бугско-днепровской и других гнейсовых серий — <i>Н. П. Семеновко</i>	344
Метаморфизм основных вулканогенных пород — <i>Н. П. Семеновко</i>	351
Метаморфизм пород саксаганской серии — <i>Н. П. Семеновко</i>	353
Метаморфизм пород овручской серии — <i>Н. П. Семеновко</i>	361
Связь метаморфизма пород с магматическими и тектоническими процессами — <i>Н. П. Семеновко</i>	361
Метасоматические процессы и миграции породообразующих элементов — <i>Н. П. Семеновко</i>	363
Задачи дальнейшего изучения вулканизма и метаморфизма — <i>Н. П. Семеновко</i>	368

Тектоника — <i>Н. П. Семенов</i>	369
Докембрийская тектоника Украинского кристаллического массива	369
Связь тектоники, магматизма и метаморфизма — <i>Н. П. Семенов</i>	380

Глава пятая

Геологическое строение осадочного покрова платформенной части Украины и Молдавии

Стратиграфия	385
Палеозой	385
Введение — <i>Е. О. Новик</i> и <i>П. Л. Шульга</i>	385
Кембрий и более древние образования осадочного покрова — <i>П. Л. Шульга</i>	388
Силур — <i>П. Л. Шульга</i>	402
Девон	416
Введение — <i>П. Л. Шульга</i>	416
Девон Днепровско-Донецкой впадины — <i>А. М. Куцыба</i>	418
Девонские отложения северо-западных окраин Донбасса — <i>А. М. Куцыба</i>	440
Обобщение стратиграфии девона северо-западных окраин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины — <i>А. М. Куцыба</i>	442
Девонские отложения Вольно-Подольской плиты — <i>П. Л. Шульга</i>	460
Карбон	466
Введение — <i>Е. О. Новик</i>	466
Каменноугольные отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>Е. О. Новик</i>	470
Каменноугольные отложения западного продолжения Донецкого бассейна — <i>Д. Е. Айзенберг</i>	491
Каменноугольные отложения Львовско-Люблинской впадины — <i>П. Л. Шульга</i>	515
Пермь	534
Пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>Ф. Е. Лапчик</i>	534
Пермские отложения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и западных окраин Донбасса — <i>Н. Ф. Балуховский</i>	541
Мезозой	547
Введение — <i>В. И. Славин</i>	547
Триас	550
Триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>Ф. Е. Лапчик</i>	550
Триасовые отложения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и западных окраин Донбасса — <i>Н. Ф. Балуховский</i>	557
Юра	563
Введение — <i>В. И. Славин</i>	563
Юрские отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>И. М. Ямниченко</i>	565
Юрские отложения Подолии и Вольни — <i>В. И. Славин</i>	576
Юрские отложения междуречья Прут—Днестр — <i>П. М. Сухаревич</i>	585
Мел	595
Введение — <i>О. К. Каптаренко-Черноусова</i>	595
Меловые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса — <i>О. К. Каптаренко-Черноусова</i>	599
Меловые отложения Украинского кристаллического массива — <i>Е. М. Матвиенко</i>	613
Меловые отложения Причерноморской впадины — <i>А. Д. Сергеев</i>	619
Меловые отложения Подолии и Вольни — <i>В. И. Славин, Д. П. Найдин</i>	626
Кайнозой	637
Палеоген	637
Введение — <i>М. Н. Ключников</i>	637
Палеогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>М. Н. Ключников</i>	642
Палеогеновые отложения Украинского кристаллического массива — <i>М. Н. Ключников</i> и <i>Б. Ю. Басс</i>	658
Палеогеновые отложения Причерноморской впадины — <i>М. Н. Ключников</i>	677
Палеогеновые отложения Вольно-Подольской плиты — <i>М. Н. Ключников</i>	694
Палеоген — неоген	699
Введение — <i>Е. М. Матвиенко</i>	699
Полтавская свита в пределах Украинского кристаллического массива — <i>Е. М. Матвиенко</i>	701
Неоген	706
Толща пестрых глин в пределах Украинского кристаллического массива — <i>Е. М. Матвиенко</i>	706

Неогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>О. В. Крашенинникова</i>	708
Неогеновые отложения Причерноморской впадины — <i>Г. И. Молякво</i>	712
Неогеновые отложения Молдавской ССР — <i>В. Я. Дидковский</i>	729
Неогеновые отложения Вольно-Подольской плиты — <i>М. Н. Ключников</i>	742
Неогеновые отложения Украинского кристаллического массива — <i>Г. И. Молякво</i>	755
Красно-бурые глины — <i>П. К. Заморий</i>	761
Четвертичные отложения	766
Введение — <i>П. К. Заморий</i>	766
Четвертичные отложения Днепровско-Донецкой впадины — <i>П. К. Заморий</i>	767
Четвертичные отложения Украинского кристаллического массива — <i>П. К. Заморий</i>	782
Четвертичные отложения Причерноморской впадины — <i>П. К. Заморий</i>	796
Четвертичные отложения Вольно-Подольской плиты — <i>П. К. Заморий</i>	812
Вулканизм осадочного покрова	816
Общая характеристика магматических комплексов — <i>Н. П. Семеновко</i>	816
Вулканические породы Вольно-Подольской плиты — <i>В. И. Баргошевский</i>	817
Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины — <i>И. С. Усенко</i>	822
Вулканический комплекс юго-западной окраины Донбасса — <i>А. А. Макухина</i> и <i>Ю. Б. Устиновский</i>	833
Проявление юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна — <i>И. С. Усенко</i> и <i>И. М. Ямниченко</i>	842
Вулканические туфы в кайнозойских отложениях УССР — <i>О. В. Крашенинникова</i>	845
Тектоника	846
Введение — <i>Н. П. Семеновко</i> и <i>Н. Ф. Балуховский</i>	846
Тектоника Днепровско-Донецкой впадины — <i>В. Я. Клименко</i>	848
Краевые дислокации Днепровско-Донецкой впадины — <i>Н. Ф. Балуховский</i>	865
Тектоника юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и ее связь с тектоникой Донбасса — <i>Н. Ф. Балуховский</i>	871
Тектоника Причерноморской впадины <i>Н. Ф. Балуховский</i> и <i>А. Д. Сергеев</i>	882
Тектоника Вольно-Подольской плиты и восточного склона Львовско-Люблинской впадины — <i>П. Л. Шульга</i> и <i>В. И. Клушин</i>	894
Сводное описание тектоники и тектонических фаз; черты их отличий — <i>Н. П. Семеновко</i> и <i>Н. Ф. Балуховский</i>	907
Задачи дальнейшего изучения тектоники платформенной части УССР — <i>Н. П. Семеновко</i> и <i>Н. Ф. Балуховский</i>	911
Глава шестая	
Геоморфология — <i>П. К. Заморий</i>	915
Глава седьмая	
История геологического развития — <i>Н. П. Семеновко</i> и <i>Н. Ф. Балуховский</i>	937
Литература	959

ГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ V
Геология Украинской ССР и Молдавской ССР

Редактор издательства *Б. С. Филиппова*
Переплет художника *И. Г. Кричевского*

Техн. редактор *О. А. Гурова*

Корректор *М. М. Шулименко*

Сдано в набор 13/1 1958 г.

Подписано к печати 12/IX 1958 г.

Формат бумаги 70×108¹/₁₆.

Бум. л. 35,25.

Печ. л. 96,63+11 п. л. вкл.

Уч.-изд. л. 97,46+3 карты

Г—08863.

Тираж 4000.

Зак. 62.

Цена 84 р. 35 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
12	25 сверху	Т. А. Ищенко	А. М. Ищенко
88	21 сверху	Н. С. Усенко	И. С. Усенко
218	табл. 39	FeO ₂	TiO ₂
313	подпись к табл. 85	9—мариуполит, Октябрь- ский массив	9—фойялит, Октябрьский массив; 10—мариуполит, Октябрьский массив
362	1 сверху (пере- нос с предыду- щей страницы)	—физической	—морфической
389	14 сверху	спрагмитовой	спрагмитовой
423	подпись к рис. 35	верхней перми (P ₂)	верхней перми (P ₂)
433	9 сверху	девонская ось	девонская соль
436	1 снизу	Д. В. Наливкина	Б. В. Наливкина
511	25 снизу	(по В. А. Ершову)	(по В. З. Ершову)
537	11 снизу	П. Л. Шульга	Ф. Е. Лапчик
751	8 снизу	г. Шумска	с. Шумского

Заказ 1126/62



