

ГЕОЛОГИЯ
СССР

Т. XLVI

ТОМ
XLVI

РОСТОВСКАЯ,
ВОЛГОГРАДСКАЯ,
АСТРАХАНСКАЯ
ОБЛАСТИ
И КААМЫЦКАЯ
АССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XLVI

РОСТОВСКАЯ,
ВОЛГОГРАДСКАЯ,
АСТРАХАНСКАЯ ОБЛАСТИ
И КАЛМЫЦКАЯ АССР



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ВОЛГО-ДОНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ
XLVI

РОСТОВСКАЯ, ВОЛГОГРАДСКАЯ,
АСТРАХАНСКАЯ ОБЛАСТИ
И КАЛМЫЦКАЯ АССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *Ф. А. Белов*
Соредакторы: *А. И. Егоров, Н. И. Погребнов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

| | |
|--|---------------------------|
| АССОВСКИЙ А. Н. | МИРЛИН Г. А. |
| БЕЛОУСОВ В. В. | МИРЧИНК М. Ф. |
| БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А. | МУРАТОВ М. В. |
| БОГДАНОВ А. А. | МЕННЕР В. В. |
| <u>БОРУКАЕВ Р. А.</u> | НАЛИВКИН Д. В. |
| БОРОВИКОВ Л. И. | ОРВИКУ К. К. |
| ГОРЬКОВЕЦ В. Г. | ПЕЙВЕ А. В. |
| ГОРБУНОВ Г. И. (зам. главного редактора) | (зам. главного редактора) |
| ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. | ПОПОВ В. С. |
| ЕСЕНОВ Ш. Е. | РОЖКОВ И. С. |
| ЗУБАРЕВ Б. М. | РОГОВСКАЯ Н. В. |
| КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С. | СЕМЕНЕНКО Н. П. |
| КОСОВ Б. М. | СЕМЕНОВИЧ В. В. |
| КУЗНЕЦОВ Ю. А. | СИДОРЕНКО А. В. |
| МАГАКЪЯН И. Г. | (главный редактор) |
| МАЛИНОВСКИЙ Ф. М. | СМИРНОВ В. И. |
| (зам. главного редактора) | ТРОФИМУК А. А. |
| МАЛЫШЕВ И. И. | ШАТАЛОВ Е. Т. |
| МАРКОВСКИЙ А. П. | ЩЕГЛОВ А. Д. |
| МАШРЫКОВ К. К. | ЯНШИН А. Л. |
| | ЯРМОЛЮК В. А. |

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XLVI ТОМА

| | |
|-----------------------|-------------------------|
| АЛЕКСЮК Н. И. | ПОГРЕБНОВ Н. И. |
| БЕЛОВ Ф. А. | РЕДИЧКИН Н. А. |
| БАРЕЕВ Е. С. | РОДЗЯНКО Г. Н. |
| ЕГОРОВ А. И. | СМИРНОВ Б. В. |
| ЖЕЛДАКОВ М. Е. | ТЕРЕЩЕНКО Н. П. |
| КАРЛОВА И. Н. | ТОКМАЧЕВ Б. Р. |
| КИЧАПОВ А. П. | ФЕДОРОВ Д. Л. |
| ПЕТРУША В. Я. | ЧЕРНЯВСКИЙ Г. В. |
| | ШАМРАЙ И. А. |



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



ГЕОЛОГИЯ СССР, том XLVI, Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. Коллектив авторов, редактор Ф. А. Белов, М., изд-во «Недра», 1969, стр. 666

В предлагаемой работе обобщен огромный и разнообразный геологический материал, накопленный в течение длительной истории изучения района. При этом использованы данные геофизических исследований, геологических съемок различных масштабов, поисков и разведок, буровых работ и др. Достаточно полно описан процесс геологических исследований, показано значение научных и производственных коллективов, отдельных геологов и ученых в познании и освоении описываемой территории, рассмотрены ее физико-географические и экономические условия, особенности геологического строения, стратиграфия, магматизм, тектоника, геоморфология, история геологического развития. В стратиграфии описаны все подразделения от допалеозоя до четвертичной системы. Магматизм и метаморфизм района рассматриваются по этапам геотектонического развития. Тектоническое районирование территории проведено с учетом особенностей строения фундамента и осадочного чехла. Тектоническое строение района в основном определяется наличием двух разновозрастных плит: Русской и Скифской, в пределах которых выделены структуры первого порядка: на Русской плите Воронежская антеклиза, Прикаспийская синеклиза и Ростовский свод; на Скифской Донецкий выступ, вал Карпинского и Предкавказская часть Скифской плиты. Описаны также структуры более мелкого порядка. В геологическом развитии рассматриваемой территории можно выделить пять этапов: архейский, ранне-среднепротерозойский, позднепротерозойско-раннепалеозойский платформенный; этап формирования Донецкого бассейна (средне-позднепалеозойский) и мезозойско-кайнозойский платформенный. Первые три этапа были длительными и названы мегаэтапами. К тому прилагается цветная геологическая карта.

Таблиц 41. Иллюстраций 112. Библиография 577 названий. Приложений 1.

ВВЕДЕНИЕ

Сорок шестой том «Геологии СССР» содержит описание геологического строения Ростовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР, общая площадь которых составляет 334,9 тыс. км².

К рассматриваемой в томе территории примыкают с запада Украинская ССР, с севера — Воронежская и Саратовская области, с юга — Дагестанская АССР, Ставропольский и Краснодарский края, с востока — Западный Казахстан. Взаимное расположение административных подразделений показано на рис. 1. Подробное описание геологического строения Ростовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР производится впервые. До настоящего времени сводные работы монографического типа посвящались главным образом Донбассу, восточная часть которого входит в состав описываемой территории. Первая сводка по этому важнейшему промышленному угледобывающему району появилась в 1944 г.

После Великой Отечественной войны геологические исследования в пределах Большого Донбасса дали много нового материала, значительно изменившего некоторые представления о стратиграфии, литологии, угленосности и тектонике этого бассейна. В связи с этим геологическое строение Донецкого угольного бассейна было вновь описано в первом томе «Геологии месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1963 г.). Однако это описание не охватило всех вопросов геологии Донбасса, так как основное внимание авторов было направлено на геолого-экономическую характеристику бассейна и его промышленных районов. Поэтому в настоящем томе «Геологии СССР» территория Восточного Донбасса характеризуется с той же детальностью, как и остальные описываемые здесь площади.

Геологическое строение рассматриваемой территории довольно сложное. Здесь сочленяются разнородные и разновозрастные тектонические элементы: юго-восточный склон Воронежской антеклизы и западный борт Прикаспийской синеклизы, относящиеся к Восточно-Европейской эпипротерозойской платформе, а также предкавказская часть эпигерцинской платформы — Скифская плита с ее складчатыми сооружениями Донбасса и вала Карпинского. Все основные тектонические сооружения в той или иной степени перестроены в позднейшие эпохи, вследствие чего качественно изменились структура некоторых из них, а также их границы. Сложность описания такой неоднородно построенной территории усугубляется отсутствием единого мнения о природе некоторых входящих в нее тектонических элементов; в частности, одни исследователи считают Донбасс геосинклиналью, другие — субгеосинклиналью, третьи — авлакогеном и т. д.

Больших усилий авторского коллектива потребовала увязка разрезов осадочных толщ, распространенных в разных частях описываемой площади. Особенно много трудностей возникло при увязке разрезов палеогена и неогена в южной и восточной частях территории в связи с различной детальностью расчленения этих разрезов и неоди-

наковой палеонтологической охарактеризованностью некоторых стратиграфических единиц. Это в свою очередь затруднило составление геологической карты.

При составлении геологической карты в качестве основной таксономической единицы был принят ярус. Некоторые отступления допущены для каменноугольных отложений в открытой части Донбасса,

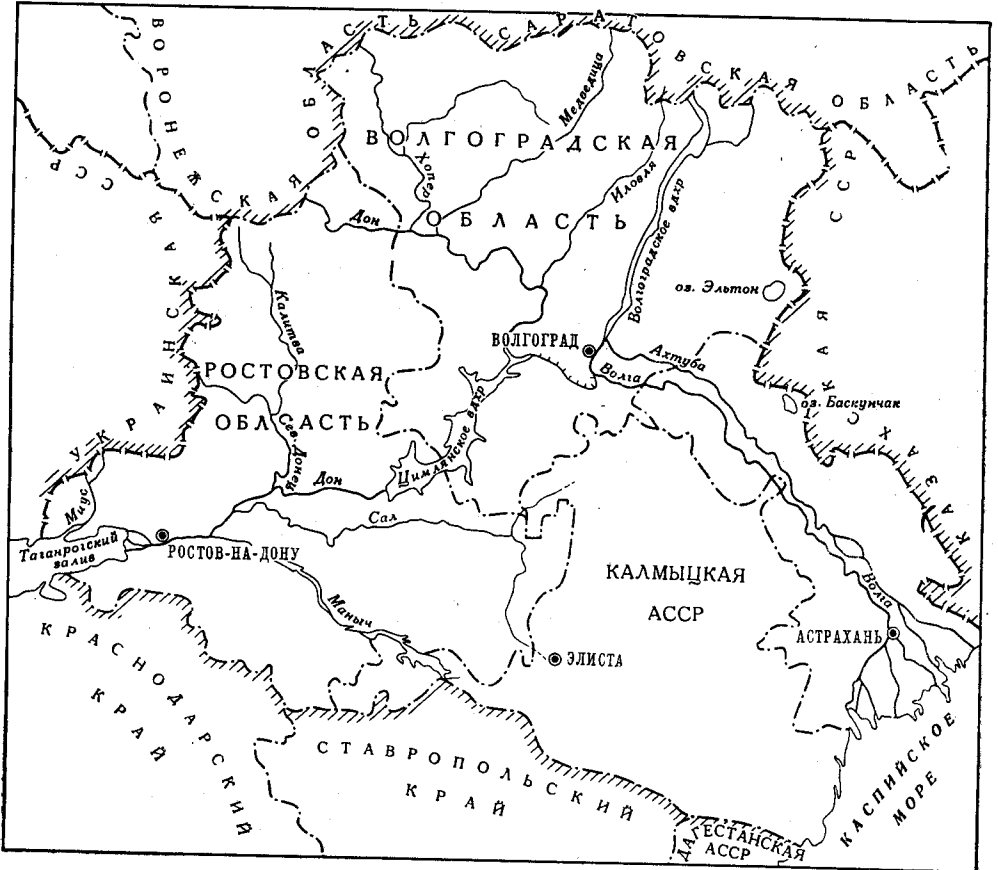


Рис. 1. Обзорная карта Ростовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР

а также для палеогена и антропогена. Карбон Донбасса в связи с очень хорошей изученностью подразделяется на более дробные стратиграфические единицы — свиты. В качестве таксономической единицы палеогена принят отдел, так как более дробное деление оказалось невозможным вследствие малых мощностей отложений этой системы на правобережье Дона. В основу деления четвертичных отложений наряду со стратиграфическими данными положены и морфологические (при индексации речных террас).

Стратиграфические подразделения выделялись в основном в соответствии с унифицированными схемами. Исключением являются некоторые горизонты, возраст которых однозначно не определен (скифские глины, ергенинская свита, полтавская серия, агломератовая толща).

Описание XLVI тома составлено сотрудниками Волго-Донского территориального геологического управления, Донбасской научно-

исследовательской лаборатории, Ростовского государственного университета, Новочеркасского политехнического института, Волгоградского научно-исследовательского института нефти и газа, Саратовского государственного университета и других организаций. В составлении тома участвовали: Н. И. Алексюк, В. М. Алешин, В. А. Брылев, В. Н. Зубцовский, В. Б. Иваницкая, П. А. Карпов, И. Б. Карнаузов, Г. И. Лебедько, Е. В. Мовшович, Н. С. Морозов, В. М. Орехова, Н. И. Погребнов, И. И. Потапов, Г. Г. Пославская, Н. А. Редичкин, Г. Н. Родзянко, Б. В. Смирнов, А. И. Сарычева, С. Ф. Трофимов, Е. Н. Федоренко, А. В. Цыганков, Г. М. Яриков.

В редактировании отдельных разделов тома принимали участие Г. Д. Афанасьев, А. И. Егоров, М. Б. Кудрявцев, Г. П. Леонов, Н. С. Морозов, М. Ф. Носовский, Г. И. Попов, К. Н. Паффенгольц, И. Н. Софронов, М. М. Толстихина, М. В. Усков, А. В. Цыганков, М. Л. Ходос, А. З. Широков и Я. С. Эвентов. Геологическая карта масштаба 1:1 000 000, прилагаемая к настоящему тому, составлена Ю. Ф. Беловым и В. М. Ореховой. Подготовка рукописи и графических приложений тома к изданию выполнялась Ф. А. Беловым, И. Н. Карловой, А. И. Марино.

Авторский коллектив и редакторы XLVI тома «Геологии СССР» использовали и обобщили все имеющиеся геологические материалы по состоянию на конец 1965 г. В процессе работы над первой частью тома проведен ряд совещаний по различным вопросам стратиграфии, тектоники и другим проблемам, что способствовало более плодотворной работе коллектива. Однако не во всех случаях удалось согласовать различные взгляды. В подстрочных примечаниях к тексту редакционная коллегия отметила вопросы, которые не удалось решить однозначно.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Геологическая изученность рассматриваемой территории неравномерна. Лучше изучены районы с развитой угольной промышленностью (Донбасс) и нефтегазоносные площади. Слабо исследовано Волгоградское и Астраханское Заволжье.

Мелкомасштабными геологическими съемками покрыта вся площадь. Среднемасштабными геологическими съемками охвачено 97,4% территории (не закартирована лишь площадь, расположенная к востоку от Волги). Крупномасштабные съемки проведены в промышленных районах Донбасса и правобережья Волги.

С целью выяснения перспектив нефтегазоносности и выявления локальных структур проводились крупно- и среднемасштабные структурные геологические исследования. При этом бурились опорные, параметрические, разведочные, структурные и картировочные скважины.

Геофизическая изученность рассматриваемой территории крайне неравномерна. Мелкомасштабными гравитационными и аэромагнитными исследованиями охвачена вся территория, сейсмические площадные работы среднего и крупного масштаба проведены в основном в нефтегазоносных областях и в закрытой части Восточного Донбасса. Сейсмопрофили КМПВ пройдены по отдельным линиям для определения глубины залегания фундамента и выяснения тектонического строения.

В результате обобщения материалов геологосъемочных, поисково-разведочных работ и опорного бурения изучена стратиграфия всего разреза осадочных пород до кристаллического фундамента. Проведено тектоническое районирование, выделены основные тектонические регионы и структуры I, II и III порядков. Выявлены новые районы, перспективные на нефть, газ и уголь, а также новые месторождения полезных ископаемых, используемых для строительной, металлургической и химической промышленности. Изучено распределение полезных ископаемых по стратиграфическому разрезу. Проведено гидрогеологическое районирование территории, изучены водоносные горизонты, дана гидрохимическая характеристика и намечены задачи дальнейших исследований по улучшению водоснабжения в засушливых районах.

К 1968 г. вышло из печати четыре выпуска XI тома «Геологической изученности СССР», в которых изложены результаты работ с 1946 по 1955 г.

В истории геологического изучения рассматриваемой территории можно выделить четыре этапа.

Первый этап — от 20-х годов XVIII столетия до 1882 г. (до начала деятельности Геологического комитета) — характеризуется маршрутными рекогносцировочными исследованиями, проведенными экспедициями Академии наук. К этому времени относятся первые сведения о наличии залежей каменного угля в Донбассе, приведенные в 1721—1725 гг. в трудах экспедиции Петровской Бергколлегии, проводившей геологические исследования под руководством Г. Г. Капустина.

Пионером в исследовании Волго-Донского междуречья был С. Г. Гмелин. В 1763—1774 гг. он совершил поездку по Дону, низовьям

Волги и по берегам Каспийского моря и впервые описал отдельные естественные обнажения, отметив понижение уровня Каспийского моря и сокращение его площади. В 1773—1788 гг. П. С. Паллас, изучавший район Прикаспия, описал пермские и триасовые отложения горы Большое Богдо и высказал предположение, что в прошлом Каспийское и Черное моря соединялись по Манычскому проливу. Изучению стратиграфии и литологии, а также составлению схематических геологических карт положили начало работы Е. П. Ковалевского и А. И. Оливьеви по Донбассу.

В 1837 г. А. Демидов организовал экспедицию для исследования полезных ископаемых Донецкого кряжа. Результаты работ опубликовал горный инженер этой экспедиции ле Пле в четырехтомном труде с первой геологической картой, охватывающей всю площадь открытого Донбасса. В 1841 г. Р. И. Мурчисон изучал разрез пород Донбасса по р. Кальмиусу. Отложения карбона он подразделил на три отдела и высказал предположение о наличии пермских, юрских, меловых и третичных отложений наряду с каменноугольными.

С 1864 г. геологическое изучение Донбасса осуществляло горное ведомство под руководством академика Г. П. Гельмерсена. Инженеры А. М. Антипов, Л. С. Желтоножкин и П. А. Васильев составили и издали в 1869 г. пластовую среднемасштабную карту Донбасса с объяснительной запиской. Л. С. Желтоножкиным сделана попытка произвести первый подсчет запасов угля в Восточном Донбассе. В 1873 г. И. Ф. Синцов, а в 1887 г. М. А. Александров отметили выходы каменноугольных известняков по берегам рек Дона и Медведицы. Работы по стратиграфическому расчленению донецкого карбона были начаты в это же время А. В. Гуровым. Разработкой стратиграфических схем меловых, палеогеновых и неогеновых отложений бассейнов рек Дона и Северского Донца занимались И. Ф. Леваковский, Н. Д. Борисяк, Н. А. Соколов.

В 1860—1861 гг. Н. П. Барбот де Марни провел маршрутные исследования по правому берегу Волги (от Астрахани до Камышина), а в 1862—1868 гг. — в Ергенях и в западной части Прикаспийской низменности. Он составил первую мелкомасштабную геологическую карту Ергеней. С 1866 по 1880 г. в Нижнем Поволжье работал И. Ф. Синцов, разработавший стратиграфическую схему мезозойских и третичных отложений. В результате работ первого этапа были получены общие данные о геологическом строении описываемой территории, выделены главнейшие геологические системы и выявлены некоторые полезные ископаемые.

Второй этап (1882—1917 гг.) связан в основном с деятельностью Геологического комитета (Геолкома), организовавшего геологические съемки, поиски полезных ископаемых, а также изучение стратиграфии и тектоники.

В 1884—1885 гг. И. В. Мушкетов производил десятиверстную съемку Ергеней, в результате которой наиболее древние из обнажающихся пород он отнес к полтавскому ярусу, а древнекаспийские отложения расчленил на три свиты, соответствующие бакинским, хазарским и хвалынским слоям. С 1892 г. Геолком приступил к крупномасштабным геологическим съемкам в Донбассе. При проведении этих съемок под руководством Ф. Н. Чернышева и Л. И. Лутугина была разработана стратиграфическая схема карбона, послужившая основой для детального картирования территории Донбасса в последующие годы, а также для создания новой методики картирования. Данные этих съемок имели большое значение для промышленного развития Донбасса.

Одновременно различные исследователи проводили работы по стратиграфии. Н. А. Соколов разработал стратиграфическую схему палеогеновых и неогеновых отложений правобережья Дона. А. П. Павлов заложил основу стратиграфии палеогена и верхнего мела правобережья Волги, а в 1902 г. он обнаружил антиклинальное залегание меловых отложений по правому берегу Дона, между станицами Клетской и Трехостровской и в связи с этим высказал мысль о существовании в Нижнем Поволжье системы дислокаций (эти дислокации он назвал Доно-Медведицкими).

В 1897 г. скважиной в г. Таганроге на глубине 583,6 м были вскрыты докембрийские кристаллические породы, которые А. П. Карпинский в 1911 г. определил как гранито-гнейсы и амфиболиты.

В. В. Богачев изучал четвертичные и неогеновые отложения по правобережью Дона, по Миусу, Салу и Манычу. Он составил геологическую карту Таганрогского округа, опубликованную в 1916 г. Н. И. Андрусов выделил осадки апшеронского и ачкагыльского ярусов при изучении плиоценовых отложений Прикаспийской низменности, а П. А. Православлев (1908а, б) подразделил четвертичные образования низменности на бакинские, хазарские и хвалынские, дав при этом фаунистическую характеристику плиоценовых и четвертичных отложений.

В Нижнем Поволжье А. Д. Архангельский (1912) описал литологический состав юрских отложений и разработал стратиграфическую схему верхнего мела, обосновав ее палеонтологически. В 1913 г. Л. И. Лутугин и П. И. Степанов написали для Международного геологического конгресса сводную работу о геологическом строении Донбасса с подсчетом запасов угля. В основу этой работы легли материалы детальных геологических исследований.

Первые схемы тектонического строения Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления составили А. П. Карпинский и М. М. Тетяев. А. П. Карпинский высказал предположение о наличии на юге Восточно-Европейской платформы погребенного складчатого сооружения (названного впоследствии «валом Карпинского»).

В результате исследований второго этапа была разработана для Донбасса методика крупномасштабного картирования. Появились первые стратиграфические и тектонические схемы рассматриваемой территории. Были получены новые данные по полезным ископаемым и подсчитаны запасы угля по всему Донбассу.

Третий этап геологического изучения (1917—1945 гг.) характеризуется широким развитием геологоразведочных и геологоразведочных работ с применением бурения, геофизических методов и в комплексе с региональными обобщающими исследованиями. Геологический комитет с 1917 г. проводит обработку и обобщение материалов съемок.

Коллектив геологов под руководством А. Д. Архангельского разработал в 1924 г. стратиграфическую схему юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений северной окраины Донбасса; Н. С. Шатский (1924) описал их тектоническое строение. Изучением геологического строения в северо-восточной части Донбасса в 1925—1926 гг. занимались В. И. Яворский, Б. К. Лихарев, Л. И. Лутугин, Б. Ф. Мефферт, Н. А. Родыгин, Н. Н. Славянов, П. И. Степанов. А. Н. Мазарович (1923) изучил среднеюрские отложения Иловлинского поднятия, выделив здесь проблематичный бат, байос, караулинскую серию и гнилушкинские слои. А. Н. Мазарович и Е. В. Милановский дали схему тектонического строения северной части Доно-Медведицких поднятий.

С 1927 по 1929 г. Геологический комитет провел гидрогеологическое изучение Донецкого бассейна в связи с проблемой водоснабжения шахтных поселков и городов. В результате этой работы был издан сборник «Гидрогеологический очерк Донбасса» под редакцией В. С. Попова, Н. А. Родыгина и Д. И. Щеголева.

С 1929 г. геологоразведочные работы в Донбассе проводятся Восточной геологоразведочной партией Донугля, позднее переименованной в Восточную геологоразведочную базу, а затем в Северо-Кавказское угольное районное геологоразведочное управление. С 1935 г. указанные работы переходят к тресту «Донбассуглеразведка». Одновременно в изучении геологического строения описываемой территории принимают участие научные работники Донского политехнического института (переименованного впоследствии в Новочеркасский) и Ростовского государственного университета.

Для расширения уже известных границ промышленно угленосного Донбасса Северо-Кавказское отделение Геологического комитета приступило с 1928 г. к геологосъемочным, геофизическим и буровым работам по проблеме Большого Донбасса. Эти работы проводились под руководством П. И. Степанова.

Крупномасштабные геологические съемки в Донбассе, прерванные империалистической войной 1914—1918 гг., были возобновлены в 1931 г. Северо-Кавказским геологоразведочным трестом. В юго-восточной части Донбасса их проводили Л. И. Дометьев, П. Н. Варфоломеев, В. П. Евсеев, Н. Н. Лобашева, И. В. Филиппов, Н. И. Цибовский, в северо-восточной части — В. П. Войнов, А. П. Кичапов, И. Д. Лутовинов, П. М. Петров, Н. Ф. Покровский. Оставшиеся не закартированными к 1939 г. территории были засняты в 1945 г. В. Н. Зубцовским. Работы велись под руководством П. И. Степанова и П. В. Кумпана. Проведенные съемки позволили расчленить до ярусов и свит каменноугольные и мезозойско-кайнозойские отложения.

Геофизические маршрутные исследования третьего этапа изучения были комплексными (гравиметрия, магнитометрия, электроразведка и сейсмометрия). Они проводились с 1929 по 1940 г. в Большом Донбассе А. Т. Донабедовым, П. М. Каратыгиным, Н. Н. Самсоновым, А. И. Дюковым, И. В. Гарволи и др. Результаты этих работ обобщил в 1941 г. А. Т. Донабедов.

Тематические работы третьего этапа, связанные с изучением территории Большого Донбасса, осуществлялись Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом (ВСЕГЕИ), Азово-Черноморским геологическим управлением, Новочеркасским политехническим институтом и другими организациями. Биостратиграфические исследования, обработка и монографическое описание каменноугольной фауны были выполнены Д. Л. Степановым, Б. И. Чернышевым и А. И. Никифоровой, описание флоры — Д. М. Залесским и Е. Ф. Чирковой. Литологические исследования каменноугольных отложений, начавшиеся несколько позже, проводили А. М. Болдырева, А. М. Виноградова, П. Ф. Ли, П. В. Кумпан, Е. А. Лобанова, А. Г. Кобилев, Н. А. Чеботарева. Микрофаунистическим изучением каменноугольных отложений занимались М. И. Соснина, М. Ф. Манукалова, Ф. С. Путря. Исследование метаморфизма углей и составление углехимической карты Донбасса было начато в 1934 г. Харьковским угольным институтом (ДОНУГИ).

Стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений восточной части Донбасса освещена в работе А. П. Кичапова (1938); палеогеновых и неогеновых отложений — в трудах Н. А. Григоровича-Березовского (1939), В. П. Войнова; неогеновых отложений — в работе

П. М. Петрова (1936). Тектоническое строение Донбасса и характер его сочленения с Восточно-Европейской (Русской) платформой и Предкавказьем рассмотрены в работах Н. С. Шатского (1937, 1941). Результаты исследований по проблеме Большого Донбасса обобщены в сборнике «Большой Донбасс».

Одновременно с исследованиями в Донбассе трест «Грознефть» проводил комплексные геолого-геофизические исследования с целью изучения перспектив нефтегазоносности Астраханской области и Калмыцкой АССР. Этими работами руководил Ф. Ф. Голынец (1935). Гравиметрией была выявлена зона максимума силы тяжести между Донбассом и Мангышлаком, что подтвердило вывод А. П. Карпинского о существовании здесь погребенного кряжа. Стратиграфию разрезов Ергеней и Приманычья изучали в связи с проектированием Волго-Донского канала Е. В. Милановский, П. А. Православлев, К. И. Лисицын, М. М. Жуков, Н. Ю. Успенская и Ф. П. Пантелеев и др.

В 1934—1937 гг. Ф. П. Пантелеев проводил среднemasштабную геологическую съемку на территории Южных Ергеней. В это же время Н. Ю. Успенская, обобщив результаты геофизических и буровых работ на правом берегу Волги, установила наличие здесь соляных куполов и описала газопроявления из верхнемеловых отложений.

Д. Д. Голубятников в 1931 г. указал на синклинальное залегание пород палеогена и верхнего мела по правому берегу р. Дона, между г. Серафимовичем и станцией Усть-Хоперская. В 1937 г. А. К. Алексеев изучал палеогеновые отложения в бассейнах рек Чира, Лиски, Цимлы, Калитвы, Быстрой и сопоставил их с палеогеном бассейнов Дона, Днепра и Волги. Г. П. Леонов на основании исследований, проведенных по правому берегу Дона, составил в 1939 г. стратиграфическую схему палеогена Волгоградской области.

В Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии исследования, связанные с поисками нефти и газа, проводили П. А. Православлев, А. А. Богданов и М. М. Жуков. Первая глубокая скважина (728 м) была пробурена на территории г. Астрахани трестом «Востокнефть» в 1931 г. Одновременно Нефтяной геологоразведочный институт бурил мелкие скважины в районах, прилегающих к г. Астрахани, в результате чего был обнаружен газ в четвертичных и плиоценовых отложениях.

Материалы по стратиграфии и тектонике Нижнего Поволжья обобщил А. А. Богданов (1934). В 1939 г. Е. Н. Семихатова на основании анализа микрофауны отнесла селезневскую свиту района Доно-Медведицких дислокаций к верхнему карбону, а А. Н. Мазарович уточнил составленную им ранее стратиграфическую схему пермо-триасовых отложений горы Большое Богдо.

В 1940 г. был опубликован XII том «Стратиграфия СССР», в котором Б. П. Жижченко, В. П. Колесников и А. Г. Эберзин осветили стратиграфию плиоцена и миоцена. В этом же году вышла сводная работа Е. В. Милановского, освещающая вопросы стратиграфии, тектоники и геологической истории Среднего и Нижнего Поволжья. Примерно в это же время М. В. Усков провел к западу и к югу от г. Волгограда крупномасштабную геологическую съемку, впервые охарактеризовал фаунистически эоценовые отложения и разработал стратиграфическую схему палеогена.

В 1943—1944 гг. экспедиция Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института под руководством Я. С. Эвентова провела геологическую съемку в пределах Нижнего Поволжья. Позднее изучением тектоники правого берега Волги и Заволжья, по

данным геофизических исследований, занимались А. А. Козлов и В. М. Шипелькевич.

Гидрогеологические исследования проводились с 1928 г. на всей рассматриваемой территории с целью решения вопроса водоснабжения сельскохозяйственных районов. Результаты этих исследований освещены в региональных работах К. И. Лисицына, П. Д. Гончарова и Е. В. Милановского. Детальные гидрогеологические исследования (Г. Н. Родзянко, Н. И. Кононов), проведенные в районе Ергеней в 1940—1941 гг., позволили выявить ергенинский водоносный горизонт. Материалы этих исследований обобщены в 1944 г. И. С. Разницыным и другими в сводной работе по гидрогеологии Ергеней.

В третий этап в связи с решением проблемы «Большого Донбасса» были проведены геофизические исследования и бурение на площадях, расположенных к северу, востоку и югу от открытого Донбасса, что позволило установить площади с неглубоким залеганием карбона, перспективные для поисков каменных углей и, в частности, антрацита. Была составлена среднемасштабная геологическая карта Южных Ергеней, геологически обоснованы перспективы нефтегазоносности площадей Нижнего Поволжья и северо-западного Прикаспия. На основании литологических и стратиграфо-палеонтологических исследований комплекс осадочных отложений, залегающих над фундаментом платформы, расчленен во многих случаях до ярусов и свит.

Четвертый этап геологического изучения описываемой территории охватывает период с момента окончания Великой Отечественной войны по настоящее время. Данный этап характеризуется широким масштабом геологических, гидрогеологических и геофизических исследований, выполненных многочисленными местными и центральными организациями.

Для изучения геологического строения и выявления полезных ископаемых в четвертом периоде широко проводились среднемасштабные комплексные геологические и гидрогеологические исследования, в основном завершённые к 1955 г. В этих работах участвовала большая группа геологов: И. А. Анашкин, Н. Т. Анисимова, В. И. Артемьева, Г. М. Богарсукова, В. М. Бондарева, П. М. Быстрицкая, Л. Г. Быценко, Н. А. Васильева, В. П. Веденина, К. Л. Вицман, Е. И. Водяницкая, Б. К. Гарцуев, П. Г. Германов, П. Д. Гончаров, П. В. Давыдов, И. И. Ермиченко, Д. А. Жевагин, В. Н. Зубцовский, В. Т. Иванов, В. К. Иванова, В. Б. Иваницкая, В. М. Каклюгина, В. М. Кашлев, Г. П. Квитко, А. П. Кичапов, В. П. Козлов, М. Ф. Колбин, Е. П. Коновалов, Н. С. Козловская, С. Н. Коптелова, В. Н. Кузин, В. И. Курлаев, М. А. Лихоман, Л. Ф. Лунсгергаузен, Н. С. Морозов, В. П. Мурылев, К. Д. Мусатов, М. Т. Никоненко, А. Б. Островский, А. П. Панов, П. М. Петров, В. И. Подгородниченко, Г. Г. Пославская, О. А. Раковец, Г. Н. Родзянко, С. П. Рыков, В. П. Семенов, Е. П. Семенова, И. Н. Соколова, Р. Н. Сульдина, М. В. Усков, И. Г. Федотов, Е. Г. Чувилов, З. И. Шульгина, И. Ф. Юрьев и др.

Изучением стратиграфии и литологии пород рассматриваемой территории занимался большой коллектив геологов. Допалеозойские кристаллические образования Азовского выступа были вскрыты скважинами в 1950 г. в Ростове и у станции Каяла. Л. А. Варданянц и А. Я. Дубинский (1959) выделили в пределах этого выступа архейские породы (гранито-гнейсы) и нижнепротерозойские породы (роговообманково-эпидотовые гнейсы). Петрографическая характеристика их дана в 1961—1963 гг. И. Я. Барановым, М. В. Усковым и В. И. Джумайло. М. Ф. Мирчинк, А. Н. Летавин и другие исследователи соста-

вили в 1962 г. схематическую карту развития основных типов пород фундамента Азовского выступа.

Сводная работа по изучению допалеозоя рассматриваемой территории выполнена в 1963 г. сотрудниками Ростовского государственного университета И. Я. Барановым, М. В. Усковым, В. И. Джумайло, Г. И. Лебедько и др. В ней дана минералого-петрографическая характеристика пород, уточнена стратиграфия по данным определений абсолютного возраста. Изучена кора выветривания и предложены рекомендации по дальнейшему ее исследованию с целью выявления месторождений бокситов и редких металлов. Докембрийские отложения юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива в пределах Ростовской и Волгоградской областей изучали в последние годы Г. И. Лебедько и М. В. Усков (1965).

Изучение девонских отложений в связи с их нефтегазоносностью проведено в 1958 г. на территории Волгоградской области П. А. Карповым и В. И. Шевченко. Они составили основные разрезы, выделили маркирующие горизонты, составили карты фаций и мощностей. Много работ посвящено границе девона и карбона, однако этот вопрос до сих пор остается дискуссионным.

В 1964 г. коллектив геологов под руководством П. А. Карпова составил сводную работу по изучению девонских отложений, в которой рассмотрены вопросы стратиграфии и литологии, уточнены границы отдельных стратиграфических подразделений, описаны переделы в отложениях, выделены горизонты с хорошими коллекторами, перспективные для поисков крупных залежей нефти и газа.

Стратиграфия и литология каменноугольных отложений изучены детально в связи с их перспективностью на уголь, нефть и газ. По материалам геологических съемок и буровых скважин составлены обобщающие работы: для Донбасса в целом — А. Я. Дубинским в 1956 г., а для северо-восточной, платформенной, части Донбасса — В. П. Ступаковым, Г. Д. Киреевой, С. А. Семиной в 1960 г. и А. М. Розентулером в 1963 г. В этих работах наряду с описанием геологического строения рассматриваются вопросы угленосности и газонефтеносности Восточного Донбасса.

А. Г. Кобилев в 1953—1963 гг. разработал методику литолого-фациального изучения карбоновых пород и предложил новую схему расчленения среднего карбона на литолого-биостратиграфические комплексы. Ю. А. Жемчужников, А. П. Яблоков и другие составили в 1956 г. атлас литологических типов угленосных отложений среднего карбона Донбасса. А. И. Егоров и М. Н. Егорова в 1959—1963 гг. изучали спорово-пыльцевые комплексы и петрографический состав углей среднего карбона.

Обобщение материалов по каменноугольным отложениям Волгоградской области проводили работники лаборатории стратиграфии карбона ВНИИНГа. Сводные работы были написаны в 1958—1960 гг. В. С. Лаврентьевой, А. С. Мельниковой, Е. А. Гогиной, Г. П. Никитиной, Р. И. Морозовой, З. В. Лотаревой и в 1962 г. — Г. М. Яриковым, А. С. Мельниковой, Г. П. Никитиной, Р. И. Морозовой, З. В. Лотаревой. В этих работах приведены схемы сопоставления разрезов по отдельным районам, стратиграфические схемы, литолого-фациальные карты, освещена перспективность отложений на нефть и газ.

Кроме упомянутых выше трудов, большое значение имеют также работы Г. Д. Киреевой, Н. А. Редичкина, Е. Н. Семихатовой, С. А. Семиной, П. Н. Ревкова, Л. А. Цох. Литологический и минеральный состав каменноугольных отложений изучали И. А. Шамрай, С. Я. Орехов, В. С. Лазарев, А. П. Резников, А. Е. Родионова, В. А. Банковский,

Т. А. Банковская, А. И. Кохановская, Е. М. Дерновая, Ф. А. Шполянская и К. И. Спасибухова.

Пермско-триасовые отложения, известные ранее лишь в районе горы Большое Богдо (где они выходят на дневную поверхность), выявлены бурением в разных частях описываемой территории. В 1948—1955 гг. С. П. Рыков, В. Г. Иванов и О. В. Колпаков, обобщая материалы по территории Волгоградской области, выделили отложения казанского и татарского ярусов верхней перми, а также баскунчакской и ветлужской серии нижнего триаса. В 1953—1956 гг. А. В. Копелиович и Я. С. Эвентов изучали разрез Астраханской опорной скважины, а в 1956 г. И. А. Ясенева обрабатывала материалы Джанайской опорной скважины. Эти исследователи впервые выделили в юго-восточной части описываемой территории фаунистически охарактеризованные нижнепермские породы. На северо-восточной окраине Донбасса В. А. Банковский и Н. А. Редичкин (1955), а также В. М. Демин (1956) установили согласное залегание верхнепермско-нижнетриасовых пестроцветов на карбоне.

В 1959—1961 гг. коллектив Лаборатории стратиграфии перми Волгоградского научно-исследовательского института нефти и газа, руководимый А. В. Урусовым, обобщил результаты изучения пермо-триасовых пород и фаунистически обосновал выделение асельского и казанского ярусов, а также сакмарско-артинской толщи в пределах Волгоградского правобережья. Сводная работа по пермско-триасовым отложениям всей рассматриваемой территории составлена в 1963 г. Е. В. Мовшовичем и М. С. Петипой. Авторы разработали единую стратиграфическую схему, фаунистически обосновали выделение сакмарско-артинских отложений в зоне Астраханских поднятий и баскунчакской серии на севере Ростовской области, составили мелкомасштабные литолого-палеогеографические карты.

Исследования юрских и нижнемеловых отложений Волгоградского Правобережья были начаты в 1946 г. В. Ф. Козыревой и Т. Н. Светостокковой. В 1949—1951 гг. изучением мезозойских фораминифер этого района занимался коллектив Саратовского университета под руководством В. Г. Камышевой-Елпатьевой. В 1951—1953 гг. А. И. Сарычева и Н. В. Абраменкова в результате исследования микрофауны мезозоя и обобщения материалов предыдущих работ выделили в юре десять микрофаунистических зон, приуроченных к маркирующим горизонтам.

Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений западной части Прикаспийской низменности и вала Карпинского была впервые описана Я. С. Эвентовым в 1950—1954 гг.

Е. И. Нечитайло и другие в 1954 г., основываясь на изучении спор и пыльцы, впервые выделили нижнюю юру (тоар — аален), в верхней юре установили наличие оксфорда, а в нижнем мелу — готерива и баррема. В сводных работах, выполненных в 1957—1959 гг. Л. И. Коцаренко, Д. В. Бабич и др., в 1959 г. — А. Н. Ивановой, К. И. Войтенко и др., в 1960 г. — Р. С. Безбородовым и др., в 1965 г. — Э. Б. Мовшовичем и др., даны уточненные стратиграфические схемы и проведена детальная корреляция разрезов.

Стратиграфия юрских отложений юго-восточной части Русской платформы рассматривается в 1960 г. Н. Т. Сазоновым, в 1958 и 1965 гг. А. И. Сарычевой, в 1962 г. А. В. Смирновой. В 1964—1966 гг. В. Б. Иванническая, Г. В. Дейно и И. Б. Карнаухов, обобщив материалы по территории Прикаспийской низменности, уточнили границы отдельных ярусов юры и нижнего мела, а также построили мелкомасштабные литолого-фациальные карты по перспективным в отношении нефтегазонос-

ности байос-ааленским, апт-барремским и альбским отложениям. Специальные исследования по верхнемеловым отложениям в районе северной и восточной излучин Дона проводил в 1945—1956 гг. Ф. П. Пантелеев. М. Ф. Колбин в 1949 г. обобщил материалы по верхнемеловым отложениям южной части Волгоградского Поволжья. В. И. Барышникова в 1954 г. расчленила верхнемеловые отложения Поволжья по микрофауне, выделив в туроне, коньяке и сантоне по два горизонта, в кампане и маастрихте — по три. Г. И. Бушинский опубликовал в 1954 г. монографию по литологии верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины.

Сводные обобщающие работы по изучению верхнемеловых отложений опубликованы Н. С. Морозовым (1956, 1958, 1962). Особенно важна последняя из этих работ, подводящая итоги многолетних исследований автора. Верхнемеловые породы Прикаспия описаны в работе Э. Б. Мовшовича и др. (1965). В 1964—1966 гг. В. М. Орехова составила мелкомасштабные литолого-фациальные карты всей рассматриваемой территории по сеноманским и маастрихтским отложениям.

Материалы по стратиграфии палеогена обобщены в 1954 г. В. П. Семеновым и в 1961 г. Г. П. Леоновым. Ю. П. Никитина в 1957 и 1961 гг. разработала стратиграфические схемы палеогена для территории Ергеней, Сало-Маньчского междуречья и Нижнего Дона. В. М. Беляева в 1961 г. обобщила результаты изучения палеогена по микрофауне. В 1962 г. Е. Н. Федоренко и В. Л. Самойлович провели изучение и корреляцию опорных разрезов палеогена. По литолого-фациальным особенностям пород они выделили четыре региона: Доно-Донецкое междуречье, Южные Ергени, Приазовье и Волгоградское Поволжье, для которых и составили стратиграфические разрезы. В 1964 г. Е. Н. Федоренко составил палеогеографические карты по основному стратиграфическим подразделениям палеогена рассматриваемой территории. В 1965 г. опубликованы работы Э. Б. Мовшовича и др., Ю. П. Никитиной, Г. П. Леонова и др., в которых дана корреляция разрезов и приведены новые схемы стратиграфического расчленения палеогена.

Результаты изучения стратиграфии неогеновых отложений отражены главным образом в работах по геологическим съемкам, а также в некоторых специальных трудах. В 1945 г. Г. Н. Родзянко дал литологическое описание плиоценовых отложений Ергеней. В 1953 г. Д. Ф. Власов подробно описал литологию и фации неогеновых образований Ростовской области. Стратиграфию верхнеплиоценовых отложений западной части Прикаспийской низменности изучали с 1953 по 1960 г. В. И. Курлаев и Н. Я. Жидовинов. Они расчленили акчагыльские и апшеронские отложения на подъярусы и выделили в акчагыле микрофаунистические зоны. В 1962 г. В. И. Подгородниченко составил по литературным данным краткий обзор стратиграфии и литологии отложений неогеновой системы для всей описываемой территории.

В 1964—1966 гг. Г. Н. Родзянко и группа геологов Волго-Донского территориального геологического управления (Ю. Ф. Белов, Л. Г. Быценко, А. В. Зайцев, В. Б. Иваницкая, Л. А. Кулис, М. Я. Кийченко, Н. К. Казакова, М. С. Петипа, Л. В. Пампуло, Л. М. Сегаль, И. П. Тарасова, Э. В. Шиколенко, Е. Н. Федоренко) составили 20 мелкомасштабных литолого-палеогеографических карт рассматриваемой территории. Одновременно Г. Н. Родзянко разработал стратиграфическую схему неогена с выделением новых подразделений и провел корреляцию миоценовых и плиоценовых осадков Прикаспия, Приманычья, Ергеней, Донбасса, Волго-Хоперского междуречья, Доно-Донецкой и Азово-Кубанской впадин.

Результаты изучения четвертичных отложений изложены в работах В. М. Громова, М. Н. Грищенко (1957), В. И. Подгородниченко (1959), Г. И. Попова (1959) и Г. Н. Родзянко (1959а, б), Н. Я. Жидовинова и А. А. Романова (1960), А. И. Москвитина (1961) и др. В 1964 г. Г. И. Попов, М. Н. Грищенко, А. А. Романов, Н. П. Терещенко, Ю. Ф. Деев и другие разработали сводную стратиграфо-генетическую схему антропогена для территории бассейнов Дона и Нижней Волги. В схеме сопоставлены четвертичные отложения районов северо-западного Прикаспия, Нижнего Дона, северо-восточного Приазовья, Ергеней, Среднего и Верхнего Дона. К. А. Ушко и Г. Ф. Шнейдер в сводной работе по северо-западному Прикаспию фаунистически обосновали подразделение четвертичных отложений до ярусов и горизонтов, выделили руководящие комплексы моллюсков и остракод для отдельных ярусов, составили рабочую стратиграфическую схему.

Большие работы по изучению стратиграфии, литологии и минералогии пород описываемой территории проводят сотрудники Центральной лаборатории Волго-Донского территориального геологического управления, начиная с 1958 г. (т. е. со времени создания лаборатории). Палеонтологические определения выполняли Л. В. Донская и В. И. Подгородниченко; микропалеонтологические — М. М. Беляева, С. В. Дубровина, П. Н. Ревков, Н. А. Редичкин, Л. А. Цох и др.; палинологические — В. А. Вронский, И. Н. Соколова; литологические — Е. М. Дерновая, А. И. Кохановская, К. И. Спасибухова и Ф. А. Шполянская; минералогические — В. А. Ефанова и К. Х. Зеленщикова.

Изучением тектонического строения описываемой территории, расположенной в пределах Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, занимались многие исследователи. Н. С. Шатский (1946) рассматривает Большой Донбасс как типичную краевую поперечную систему, как платформенную структуру, возникшую в девоне и развившуюся в перми. С 1949 г. проводятся исследования по тектонике северного обрамления Донбасса под руководством И. Ю. Лапкина, который высказал предположение о существовании на северной окраине Донбасса предгорного прогиба и назвал его Преддонецким. А. Я. Дубинский (1956а, б) дал новую схему тектонического районирования Донбасса. Он отрицает наличие предгорного прогиба и рассматривает его как остаточный прогиб платформенной области.

Н. С. Морозов (1958а, б), изучавший тектонику района, расположенного между Восточным Донбассом и Доно-Медведицкими дислокациями, выделяет в пермско-триасовых отложениях по литологическим и геофизическим данным зону, не типичную для краевых прогибов, и предлагает называть ее Преддонецкой погруженной зоной. В 1958 г. Г. Т. Собакарь на основании геофизических данных составил схему тектонического строения полосы сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. Он установил, что между реками Грузской и Сухим Еланчиком проходит субмеридиональный разлом, к востоку от которого докембрий резко погружается.

Аналізу тектоники Волго-Донского региона посвящен ряд работ Н. И. Погребнова (1962, 1965, 1969). В 1954 г. Е. А. Щерик составила тектоническую схему Азово-Кубанской впадины по материалам опорного бурения и геофизических исследований. В 1957 г. А. В. Чекунов осветил историю геотектонического развития Азово-Кубанской впадины и предложил новую тектоническую схему, в которой отразил структуру впадины с помощью стратизогипс по кровле верхнемеловых отложений. М. С. Пустильников в 1957 г. выделил, по данным сейсмических исследований, Азово-Кубанский и Восточно-Кубанский краевые прогибы. Севернее этих прогибов в области Скифской плиты он пока-

зал наличие Сальского, Калниболотского, Северо-Ставропольского и Березанского валов. В 1958 г. М. В. Усков в работе по тектоническому районированию юга Ростовской области дает описание герцинского и мезозойско-кайнозойского структурных этажей. Ю. П. Никитина и Н. А. Швембергер провели в 1960 г. тектоническое районирование Азово-Кубанской впадины и изучили ее тектоническое развитие в меловом и палеогеновом периодах.

Тектонике Сало-Ергенейской возвышенности и долины Западного и Восточного Манычей посвящены работы Ю. А. Сударикова (1959) и Г. А. Масляева (1959). Авторы дают тектоническую схему Ергеней и отмечают платформенное строение тектонических форм.

М. В. Муратов (1955), изучая тектоническое строение и развитие района, расположенного между Восточно-Европейской платформой и Кавказом, пришел к выводу, что, начиная с раннемеловой эпохи, данная территория стала частью платформы с палеозойским складчатым основанием. Эту территорию М. В. Муратов назвал Скифской плитой. Взгляды на тектоническое строение юго-востока Восточно-Европейской платформы, высказанные ранее А. П. Карпинским, А. Д. Архангельским, А. П. Павловым и другими, получили развитие в 1945—1955 гг. в работах Н. С. Шатского, А. А. Бакирова и М. Ф. Мирчинка.

В 1959 г. М. П. Казаков по данным геофизики и структурно-фациального анализа разработал новую тектоническую схему Прикаспийской впадины и описал ее геотектоническое развитие от каледонского до современного этапа. Г. А. Масляев в 1957—1958 гг. провел региональные геолого-геоморфологические и неотектонические исследования на территории Южных Ергеней, Манычского прогиба и Западного Прикаспия. Он высказал предположение о существовании погребенных антиклинальных структурных зон субкавказского простирания: Цубукско-Промысловской, Ики-Бурул-Каспийской, Чалон-Хамурско-Белозерской.

В 1958 г. вышла в свет монографическая сводка по геологическому строению, истории развития и нефтегазоносности Прикаспийской впадины, М. П. Казаков и другие впервые для данного региона составили карты фаций и мощностей палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Структурно-геоморфологические исследования и изучение неотектоники западной части Прикаспийской низменности проводили в 1955—1959 гг. Н. А. Сягаев, А. Ф. Якушева, А. А. Алексин, М. Н. Вольперт, Л. Я. Захарова, Д. М. Ибрагимов, О. К. Леонтьев, В. Г. Рихтер, Ю. А. Улицкий и др.

Сводные работы по геологии Волгоградской области выполнили в 1958 г. сотрудники треста «Сталинграднефтегазразведка» (Г. А. Бражников, А. П. Лапин, В. П. Синегуб, В. И. Терехов, Я. Ш. Шафино) под руководством Г. А. Бражникова, а в 1962—1964 гг. группа геологов Волгоградского научно-исследовательского института нефти и газа (Г. М. Аванисьян, Н. В. Акимова, В. В. Бреславский, А. Е. Поминова, А. И. Сарычева, А. В. Смирнов, Н. В. Соловьева, А. И. Ткаченко, Л. П. Харланова, Я. Ш. Шафино) во главе с Г. М. Аванисьяном.

В 1949—1950 гг. Г. А. Бражников впервые составил среднемасштабную структурную карту и схему тектоники Волгоградской области. В последующие годы (1951—1965 гг.) он совместно с Я. Ш. Шафино, А. П. Лариным, В. И. Тереховым, Л. Г. Кныр и другими геологами продолжает изучение тектоники Волгоградской области в связи с выяснением условий формирования нефтяных и газовых месторождений, излагая результаты исследований в многочисленных работах. Проблема соотношений структурных планов мезозойских и палеозойских отложений посвящены работы Я. Ш. Шафино, В. Н. Хлыстовой, Р. Б. Сей-

фуль-Мулюкова, М. М. Грачевского и Л. Э. Левина, Р. Б. Сейфуль-Мулюкова, Н. С. Толстого и Ю. Ф. Шереметьева.

Тектоническое строение кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и Прикаспийской впадины описывается, по данным КМПВ, в работе О. Д. Казанцева, В. Н. Хлыстовой и Л. М. Найдис (1962), по гравитационным и магнитным данным — в трудах М. Е. Левитон и Н. М. Музыченко (1961), развивающих представление о блоково-глыбовом строении фундамента Северо-Западного Прикаспия. Нужно отметить также исследования тектонического строения Волгоградской области, выполненные В. Д. Наливкиным, Л. Н. Розановым, Э. Э. Фотиади (1956); Я. П. Маловицким и Ю. А. Судариковым (1959); Я. Ш. Шафиро (1960, 1962); А. Н. Габриэляном и др. (1962); Я. С. Эвентовым (1962). К сводным работам по тектонике Волгоградской области относятся статьи Л. Н. Розанова, Д. П. Касаткина и др. (1964). В 1962 г. И. И. Потаповым и Н. И. Погребновым была опубликована сводная работа по тектоническому районированию всей описываемой территории.

В четвертом этапе изучения были обобщены и систематизированы результаты геофизических исследований. По территории Большого Донбасса это сделали в 1950 г. А. Г. Донабедов и др., в 1958 г. — Е. А. Маева и др., в 1960 и 1962 гг. — А. И. Дюков и др. Геофизические материалы по акватории Азовского моря обобщил Я. П. Маловицкий в 1961 г., а по югу Ростовской области — Г. А. Рис и др. в 1963 г.

Систематизация и обобщение материалов геофизических работ, проведенных в Астраханской области и Калмыцкой АССР, начаты в 1955 г. под руководством А. И. Короленко и продолжены в 1957 г. (Е. Е. Федоров, И. П. Цветкова и Б. И. Юрченко), а также в 1958 г. (Г. Р. Григорьян и А. А. Морозова). С 1958 по 1964 г. тематическая партия треста «Геофизнефтеуглеразведка» (Г. Р. Григорьян, К. П. Долгонюк, Е. П. Прозорова, О. Н. Розенберг, Е. В. Рязанова, Е. П. Цведель, Б. И. Юрченко) выполнила анализ и переинтерпретацию сейсмических материалов по территории Астраханской области и Калмыцкой АССР, составив сводные структурные карты по стратиграфическим горизонтам мела и палеогена. Обобщение геофизических материалов по Волгоградской области проводили Е. Е. Костин и Н. М. Краснова, В. С. Дудукина, Ю. Б. Зингер, Г. П. Макаров, О. А. Панков и др.

В результате проведенных геофизических исследований получены новые данные по глубинному тектоническому строению всей рассматриваемой территории. Работами КМПВ выявлена зона разломов, разделяющая Восточно-Европейскую платформу и Скифскую плиту. На основании анализа гравитационных и магнитных аномалий Н. В. Неволин высказал предположение о том, что допалеозойский фундамент Прикаспийской синеклизы состоит из ряда приподнятых и опущенных блоков, различающихся по петрографическому составу и плотности пород.

Геофизическими и буровыми работами уточнено тектоническое строение и положение основных структур Донбасса. Прослежен Главный надвиг Донбасса и высказано предположение о существовании второго надвига, расположенного в 15 км севернее Главного. Для территории восточной части Большого Донбасса составлена по данным сейсмических исследований среднemasштабная карта рельефа поверхности палеозоя. Изучена тектоника северного борта Азово-Кубанской впадины, выделены Ростовский свод (Азовская антеклиза), Тузлов-Манычский прогиб и Сальский вал. В Приазовье прослежен контакт допалеозойских пород Азовского выступа с карбоном южной окраины Донбасса. Детальными сейсмическими исследованиями открыто боль-

шое количество локальных поднятий, перспективных в отношении нефтегазоносности.

В открытой части Восточного Донбасса поисково-разведочные работы на уголь проводились в большом объеме трестом «Ростовуглегеология» (по 1957 г.) и Волго-Донским территориальным геологическим управлением (начиная с 1958 г.). Белокалитвенская партия (А. М. Розентулер, Н. М. Никитин, Ф. А. Крачино, Л. А. Будовская и др.) выявила крупную Горняцкую синклиналь со спекающимися углями. В Каменском районе (1947—1954 гг.) разведаны площади с тощими углями (Ф. А. Белов, Ф. А. Крачино, И. Б. Меерсон, П. С. Могилевская, Н. А. Бычкова и др.). Позднее были начаты поисковые работы к северу от г. Каменска, в результате которых в районе г. Миллерово и станицы Мальчевской на отдельных участках впервые вскрыты угольные пласты с рабочей мощностью в свитах C_2^3 и C_2^5 . В 1945 г. была закончена разведка спекающихся углей в пределах крупнейшей на северной окраине Донбасса Гундоровской синклинали (В. С. Попов, К. Ф. Колесник, С. Т. Прокопченко).

Геологические исследования закрытой части Восточного Донбасса, начатые в довоенное время, были возобновлены в 1946 г. и выполнялись Азово-Черноморским геологическим управлением (переименованным в 1949 г. в Северо-Кавказское геологическое управление), трестом «Ростовуглегеология», а с 1958 г. — исключительно Волго-Донским территориальным геологическим управлением. В этих исследованиях участвовали Ф. А. Белов, В. П. Евсеев, Г. А. Малый, А. В. Кузнецов, Н. И. Погребнов, В. Д. Пшеничный, Г. П. Панасенко, П. П. Бадащов, П. М. Баранов, А. М. Розентулер, В. И. Сережников, И. И. Томкович, А. Я. Дубинский, А. С. Турко, Л. М. Торлина, Т. А. Нишаньянц, Ф. Д. Евсеенко, И. П. Губарев, Ю. Б. Климов, С. Т. Томко, А. С. Прокопченко, А. Х. Бегалова, О. С. Гавриленко, В. Г. Тарасенко и др.

В результате разведочных работ в Восточном Донбассе было открыто два новых геологопромышленных района: Тацинский со спекающимися углями и Задонский (Семикаракорско-Висловский) с антрацитами. Было установлено, что область неглубокого залегания карбона (до 400—600 м) простирается на восток примерно до железной дороги Сальск — Волгоград.

Детальное изучение качества донецких углей, начатое в 1933 г. Всесоюзным научно-исследовательским угольным институтом, продолжил Донецкий угольный институт, который составил в 1954 г. «Геолого-углехимическую карту Донецкого бассейна». Петрографическим исследованием углей Донбасса занимались сотрудники Ростовского государственного университета А. И. Егоров, М. Н. Егорова и Л. Ф. Сосницкая.

Последней сводной работой по Донецкому бассейну является первый том монографии «Геология угля и горючих сланцев СССР», изданный в 1963 г. Работы, связанные с поисками нефти и газа, начаты в рассматриваемом периоде Союзной геологопоисковой конторой треста «Союзнефтегазразведка». В 1945—1946 гг. Ф. П. Пантелеев провел в Донской излучине и на междуречье Медведицы и Дона среднемасштабные структурно-геологические исследования. Были выявлены структуры, перспективные в отношении нефтегазоносности. В 1946 г. при бурении на одной из них — Арчединской — был получен фонтан газа. Это послужило предпосылкой для развертывания широких геологических исследований в данном районе.

В 1948—1952 гг. Г. И. Малбиев, Н. А. Добруцкая и другие провели структурные среднемасштабные съемки по правобережью Дона и в районе северных притоков Северского Донца. В 1953 г. Е. И. Пуга-

ченко и Н. А. Добруцкая обобщили материалы указанных съемок, составили геологическую карту, мелкомасштабную тектоническую схему и дали рекомендации по работам на нефть и газ. В 1949 г. Н. М. Розанов, А. А. Чаадаева и другие провели поиски структур, расположенных на Дону между станицами Казанской и Клетской, и выявили ряд мелких локальных поднятий. С 1949 по 1957 г. такие же поиски проведены Ю. А. Судариковым, А. Д. Астафьевой, К. Ф. Пальцевым, А. Н. Хребтовым и другими на обширной территории в восточной и юго-восточной частях Ростовской области. При этом детализированы выявленные ранее отдельные локальные поднятия (Белоглинское, Ремонтненское и др.) и обнаружены новые (Манычское, Ленинское, Богородское, Заветнинское и др.).

С 1949 г. Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт занимался исследованиями на территории Прикаспийской синеклизы и вала Карпинского. В 1949—1951 гг. Г. М. Белякова, Л. А. Бояринова и В. Д. Ильин провели крупномасштабную геологическую съемку с картировочным бурением в районе озер Эльтон и Баскунчак. В 1952—1954 гг. И. Н. Шебуева, В. В. Кутузова, Т. А. Дудина и Н. А. Галактионов осуществили геологические исследования (с применением бурения) на Черных Землях, т. е. в юго-восточной части Калмыцкой АССР.

В 1946—1947 гг. Астраханская контора разведочного бурения выявила в плiocеновых отложениях в районе г. Астрахани пологую Астраханско-Кирикилинскую антиклиналь и отдельные локальные поднятия. В 1948—1955 гг. этой же организацией пробурены опорные скважины в г. Астрахани, а также в районах станций Джанай (1951—1952 гг.) и Артезиан (1951—1955 гг.). Научную обработку материалов бурения выполнили М. В. Бузинова, В. В. Кутузова и М. А. Ясенева под руководством Я. С. Эвентова.

С 1951 по 1956 г. Союзная геологопоисковая контора треста «Союзнефтегазразведка» провела структурное бурение в районе Южных Ергеней. Были разбурены Бузгинское, Бага-Бурульское и Ики-Бурульское поднятия, а также профили по линиям, проходящим через населенные пункты Цаган-Хак — Ики-Бурул — Шупта; Шупта — Бор-Худук; Красное — Тормта. В этих работах участвовали геологи: А. А. Беседин, С. А. Вассерман, А. М. Лобанов, Ю. А. Судариков. В 1952—1953 гг. трестом «Грознефтегазразведка» открыто первое на территории Астраханской области Промысловское газовое месторождение. В 1954—1956 гг. трестом «Кавказнефтегазразведка» открыто и разведано Ивановское газовое месторождение, расположенное на юге Ростовской области.

В 1954—1960 гг. на территории Калмыцкой АССР разбуривались структуры вала Карпинского; в этих работах участвовали: Б. А. Волков, В. М. Горяинов, О. М. Григорьева, Б. Я. Жариков и И. Е. Зимин, В. М. Касьяненко, В. К. Кононенко, А. И. Копыльцов, Т. М. Копыльцова, В. К. Кузьмин, В. П. Милодоров, М. А. Навасартян, В. П. Напольский, А. И. Ракилов, З. Я. Франтасова, К. Г. Чемянов и др.). В 1957 г. в восточной части Калмыцкой АССР было открыто Олейниковское нефтегазовое месторождение. В 1958 г. Волго-Донское территориальное геологическое управление приступило к обобщению материалов по перспективам нефтегазоносности Ростовской области (И. И. Потапов, Н. Т. Анисимова, С. Ф. Трофимов, М. Л. Ходос). В том же году это управление начало проводить в Ростовской области структурно-поисковое и разведочное бурение на газ и нефть. Материалы этих работ обобщены В. М. Ендовицким, П. С. Могилевской, А. С. Прокопченко, Н. В. Олешко.

В 1960—1961 гг. на западе Первомайско-Чирской моноклинали пробурена Тарасовская параметрическая скважина, вскрывшая допалеозойский фундамент на глубине 3002 м. Слабые газопроявления были отмечены в известняках намюрского яруса, залегающих моноклинально. В 1964 г. в Западно-Манычском прогибе была пробурена Новочеркасская параметрическая скважина, вскрывшая каменноугольные отложения на глубине 1365 м.

Вопросы оценки перспектив нефтегазоносности территории Ростовской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР получили освещение в работах И. О. Брода, Д. В. Несмеянова, М. И. Пастернака, Л. А. Файнгерш (1962); И. О. Брода, Д. В. Несмеянова, Р. Б. Сейфуль-Мулюкова (1962); Я. С. Эвентова (1962); Ю. А. Сударикова, Д. Л. Федорова, Н. И. Погребнова, Д. Т. Бегун, В. А. Бобух, С. П. Косоротова и др.; Б. Р. Токмачева (1965); А. И. Ракитова и др.

Перспективы нефтегазоносности каменноугольных и пермских отложений Волгоградской области рассматриваются в работах Н. М. Музыченко, Т. Я. Юркевич (1963), А. В. Урусова и др. (1965); перспективы нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских отложений Прикаспийской синеклизы (надсоленосной толщи) — в работе Г. М. Аванисяна и А. Е. Лангборта (1965); верхнеплиоценовых отложений этой синеклизы — в работе Ю. М. Васильева и О. С. Обрядчикова (1962). Кроме того, изучением перспектив нефтегазоносности территории Волгоградской области занимались геологи А. К. Жутов, Г. Д. Киреева, С. П. Козленко, В. П. Ступаков, Р. Б. Сейфуль-Мулюков, Г. М. Аванисян, А. П. Карпов, О. Б. Кетат, С. М. Кисельгоф, Е. А. Масленников, А. С. Мельникова, М. А. Назаренко, А. В. Урусов и др. Методике поисков и разведки нефти и газа в этой области посвящены работы А. А. Аксенова и Л. Ю. Бендерович (1965) и Я. С. Эвентова (1960б).

В результате работ рассматриваемого периода разведано 39 промышленных месторождений нефти и газа, из них нефтяных — 2, газовых — 21 и газонефтяных — 16.

Помимо поисков нефти, газа и угля проведены большие работы по поискам и разведке месторождений нерудного сырья для металлургической промышленности, химического сырья и особенно строительных материалов. В этих работах участвовали А. В. Лукьянов, А. А. Галкина, С. М. Волк, Д. О. Гольденберг, М. Е. Желдаков, И. Н. Карлова, Е. Ф. Антонова, Е. Ф. Соловьев, С. И. Куликов, Н. А. Ладыжинский, Н. И. Воронин, К. К. Куц, М. М. Музалевский, В. П. Пархоменко, Б. П. Абрамов и др.

В изучении месторождений строительных материалов участвовал большой коллектив геологов М. Е. Желдаков, В. Ф. Сотников, И. Н. Карлова, А. П. Кичапов, Н. Т. Анисимова, В. Г. Тарасенко, В. М. Бондарева, К. К. Куц, А. А. Павлик, Е. С. Бареев, Н. И. Сидоропуло, Л. И. Нянченко, Е. И. Дронов, Л. Е. Райкова, Е. Ф. Соловьев, И. И. Струков, А. И. Бондарева, Ю. Я. Качнельсон, Е. Ф. Антонова, Д. О. Гольденберг, А. С. Базина, Е. М. Юнкин, В. И. Белявский, П. Д. Фоменко, Э. С. Склярова, А. И. Лукас, Р. В. Бондаренко, М. С. Лавыгина, И. Б. Сорокин, Д. Л. Зусмановская, В. И. Островский, И. В. Филиппов и др. Были разведаны сотни месторождений. Наиболее крупными являются месторождения: Садкинское, Нижне-Репинское, Потаповское и Крутиковское (песчаники); Донское, Каменское, Гумракское, Челюскинское (строительные пески); Себряковское (цементное сырье), Баскунчакское (гипс), Пролетарское, Чалон-Хамурское и Зунда-Толгинское (известняки-ракушечники).

В 1965 г. в Волгоградской области открыто месторождение калийных солей (С. М. Кореневский, А. А. Лосев, М. Е. Желдаков, С. А. Свидзинский).

Гидрогеология рассматриваемой территории изучалась при комплексных геологических, инженерно-геологических и специальных гидрогеологических съемках, при поисковых и разведочных работах на уголь, нефть, газ и другие полезные ископаемые, а также при гидрогеологических исследованиях в связи с водоснабжением населенных пунктов.

В работах по гидрогеологическим исследованиям участвовали: И. И. Ермиченко, Г. И. Попов, Н. С. Токарев, В. И. Подгородниченко, В. И. Дудукин, Г. Н. Родзянко, В. С. Дручин, О. А. Дубровин, М. П. Толмачев, А. Б. Островский, Ю. П. Аземко, Е. Н. Липацкова, Н. Ф. Савченко, П. Ф. Данилевич, Е. Д. Воробьева и др.

В результате работ четвертого этапа практически завершено среднemasштабное геологическое картирование, проведены в широком объеме поисково-разведочные и геофизические работы, пробурены опорные и другие глубокие скважины, выполнены региональные обобщающие работы по геологическому строению, гидрогеологии и прогнозу полезных ископаемых. В результате проведенных исследований получены новые данные о глубинном строении территории, определены глубины залегания фундамента, изучены основные черты герцинского и альпийского структурно-тектонических планов и унаследованность в их развитии. Детально расчленены стратиграфически многие из отложений девона, карбона, юры, мела, палеогена, неогена, антропогена. Значительно слабее изучены допалеозойские, пермские и триасовые породы. Исследованы общие гидрогеологические, гидрохимические и гидрогеотермические особенности рассматриваемой территории, установлены закономерности распространения и формирования подземных вод, выделены площади, перспективные для поисков минеральных, промышленных и термальных вод.

В закрытой части Восточного Донбасса выявлены и разведаны новые геологопромышленные районы: Задонский (антрациты), Тацинский (коксовые угли) и Миллеровский (газовые угли). В открытой части Донбасса изучена крупная Горняцкая синклиналь. В старых углепромышленных районах (Шахтинско-Несветаевском, Сулино-Садкинском, Гуково-Зверевском, Краснодонецком, Каменско-Гундоровском и Белокалитвенском) разведаны новые участки для заложения крупных шахт.

Установлена промышленная нефтегазоносность девонских и каменноугольных отложений в районе Доно-Медведицких дислокаций; юрских, меловых и палеогеновых отложений — в северо-западной части Прикаспийской синеклизы и в пределах вала Карпинского. Разведано 39 промышленных месторождений нефти и газа. Из других полезных ископаемых, выявленных и разведанных в этом периоде, наиболее важны месторождения флюсовых известняков, кварцитов, формовочных песков, абразивных песков и строительных материалов.

Выполнены большие работы по водоснабжению городских и сельских населенных пунктов, а также по обеспечению водой поголовья скота на пастбищах в засушливых восточных и юго-восточных районах территории.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Орография

Рассматриваемая территория расположена на юге Восточно-Европейской, или Русской, равнины, в районе сочленения довольно крупных орографических элементов. Река Волга и расположенный к югу от Волгограда восточный уступ Ергенинской возвышенности разделяют эту территорию на две части, резко различные по площади и по рельефу: западную возвышенную часть, охватывающую больше половины описываемой территории, и восточную, расположенную в основном в северо-западной части Прикаспийской низменности. Таким образом, описываемый район в целом представляет собой равнинные и низменные пространства с абсолютными отметками от +220 м до —34 м. На фоне равнин и низменностей выделяются единичные кряжи и гряды высотой до 240—359 м над уровнем моря. Разность крайних значений абсолютных отметок в пределах всей территории составляет примерно 400 м. Отрицательные абсолютные отметки приурочены к юго-восточной части района.

Западная возвышенная часть территории в орографическом отношении неоднородна. Для нее характерно в общем платообразное строение рельефа, глубоко расчлененного долинами рек, балками и оврагами. Речная сеть принадлежит преимущественно к системе Среднего и Нижнего Дона и в меньшей степени — к системе Нижней Волги. Наиболее крупными орографическими элементами этой части территории являются юго-восточное окончание Средне-Русской возвышенности, южная часть Окско-Донской (или Тамбовской) равнины, Приволжская возвышенность, Донецкий кряж, Ергенинская возвышенность, Приазовская равнина, Азово-Кубанская низменность, долины Среднего и Нижнего Дона и Манычская низина (рис. 2).

Юго-Восточное окончание Средне-Русской возвышенности занимает правобережье рек Дона и Хопра, которое разделяется долиной Среднего Дона на Калачскую возвышенность и Доно-Донецкую (Придонецкую) возвышенную равнину.

Калачская возвышенность занимает северо-западную часть Хоперско-Донского водораздельного пространства. На востоке она ограничена долиной р. Хопра, на юге — долиной р. Дона, на западе и северо-западе продолжается в пределы Воронежской области. Возвышенность вытянута с севера на юг и в длину достигает 120—150 км; ширина ее колеблется от 15 до 90 км. Строение ее асимметричное: восточный склон крутой, юго-западный пологий. Оба склона, особенно восточный, сильно изрезаны долинами, балками, оврагами. Притоки р. Хопра (реки Добринка, Тишанка, Акишевка и др.) и балки склона, обращенного к р. Хопру, коротки и имеют крутое ложе; притоки р. Дона (реки Манина, Криуша, Песковатка и др.) более длинные, долины их асимметричны и сравнительно широки. Склоны боковых водоразделов также рассечены большим количеством глубоких оврагов и многовершинных балок, что создает хорошую обнаженность района.

Абсолютные отметки водораздельных пространств колеблются от 120—160 до 200—220 м. Наибольшие высоты приурочены к северной части Хоперско-Донского водораздела и составляют 239—245 м. К югу они понижаются до 211—175 м. Минимальные абсолютные отметки приурочены к долине р. Хопра и равны 63—69 м. Относительное превышение водораздела над урезом воды в реках достигает 190 м.

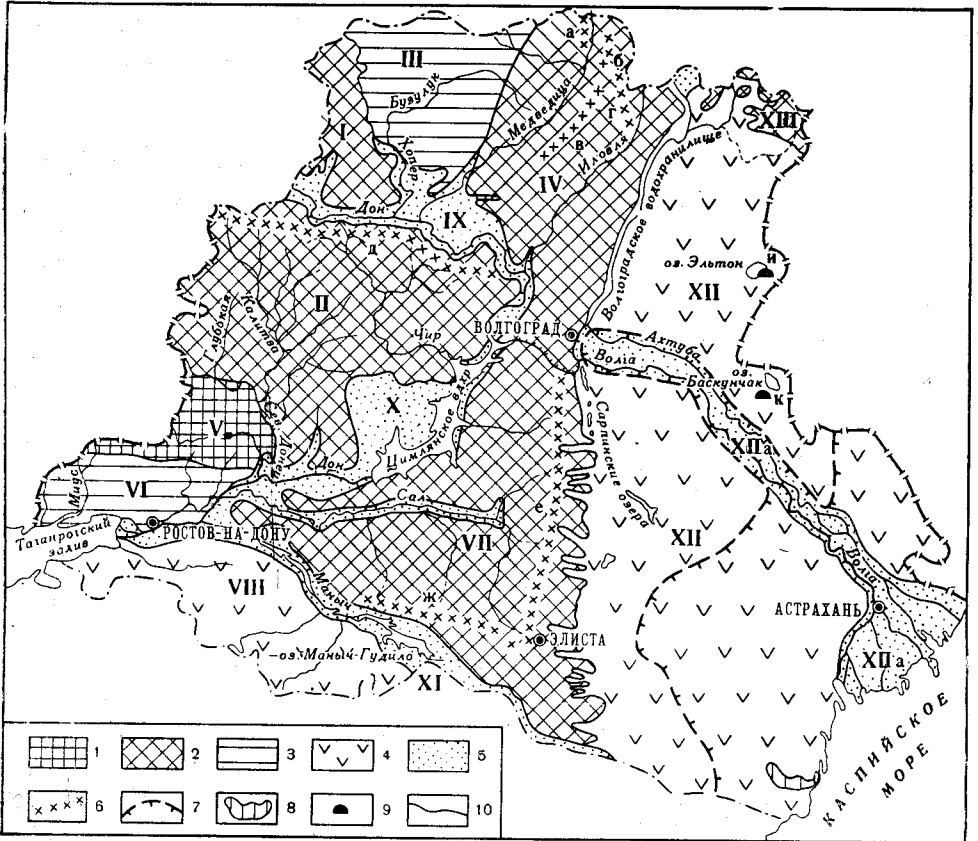


Рис. 2. Схема орографического районирования (составила Н. И. Алексюк)

1 — кражи; 2 — возвышенности; 3 — равнины; 4 — низменности; 5 — долины, низины; 6 — гряды; 7 — граница площади с отрицательными абсолютными отметками поверхности; 8 — участок суши, ограниченный изогипсой минус 30; 9 — крупные соляные купола; 10 — границы орографических районов

Орографические районы: I — Калачская возвышенность; II — Доно-Донецкая возвышенная равнина; III — Хоперско-Бузулукская низменная равнина; IV — Приволжская возвышенная равнина; V — Донецкий край; VI — Приазовская равнина; VII — Ергенинская возвышенность; VIII — Азово-Кубанская низменность; IX — долина Среднего Дона; X — долина Нижнего Дона; XI — Маньчская низина; XII — Прикаспийская низменность; XIIa — долина Нижней Волги; XIII — склон Общего Сырта. Гряды: а — Александровский край; б — Перевозинская; в — Доно-Медведицкая; г — Гусельско-Тереватский край; д — Восточно-Донская; е — Ергенинская; ж — Сальско-Маньчская; соляные купола: и — гора Улаган; к — гора Большое Богдо

Доно-Донецкая возвышенная равнина расположена на западе территории. На севере, востоке и юге она ограничена долиной р. Дона, на юго-западе — Донецким краем, а к западу продолжается в пределы УССР и Воронежской области. Равнина вытянута с запада на восток — юго-восток на 300—500 км.

Описываемая равнина представляет собой широкое волнистое плато, которое постепенно понижается к югу, к долинам рек Северского Донца и Дона. Поверхность равнины расчленена многочисленными

речными долинами (реки Глубокая, Калитва, Быстрая, Чир и др.), балками, оврагами. Долины рек достигают в ширину 2—4 км. Ширина водораздельных пространств колеблется от 10 до 25 км. Максимальные абсолютные отметки на севере достигают 200—240 м, а к югу уменьшаются до 145—100 м. Минимальные абсолютные отметки приурочены к долинам рек и колеблются от 30—50 до 80 м. Глубина расчленения рельефа достигает 60—130 м.

На севере Доно-Донецкой возвышенной равнины расположено восточное окончание Восточно-Донской гряды — отрога Средне-Русской возвышенности. Гряда вытянута в широтном направлении с общим уклоном поверхности к югу и юго-востоку. В рельефе большей части гряды преобладают абсолютные отметки порядка 160—220 м. Общая равнинная поверхность гряды расчленена неглубокими долинами рек.

Хоперско-Бузулукская низменная равнина занимает южную часть Окско-Донской (Тамбовской) равнины. На западе она граничит с Калачской возвышенностью, на востоке — с Приволжской возвышенностью, на юге прослеживается до низовьев рек Хопра и Медведицы. Размеры Хоперско-Бузулукской равнины в пределах указанных границ изменяются в меридиональном направлении от 100 до 150 км, а в широтном — от 60 до 150 км. В центральной части равнины имеется только одна крупная долина — долина р. Бузулука. Абсолютные отметки междуречий колеблются в пределах 100—165 м и постепенно снижаются на юг и внутрь равнины. Минимальные абсолютные отметки приурочены к долине р. Бузулука и не превышают 80—90 м. Относительное превышение водораздельных пространств над урезом воды рек достигает 70 м.

На равнинах местами развиты овраги и балки, которые на крутых склонах значительно расчленяют рельеф. В пределах широких надпойменных террас р. Хопра и в нижнем течении рек Медведицы и Бузулука развиты песчаные бугры и холмы. В большинстве случаев пески скреплены почвенно-растительным покровом, но местами они обнажены и подвергаются развеванию (Ляхова, 1958).

Приволжская возвышенность расположена на севере рассматриваемой территории. На западе она граничит с Хоперско-Бузулукской равниной и с долиной р. Дона, на юге — с Ергенями, примерно вдоль Волго-Донского канала им. В. И. Ленина; на востоке — с Волгоградским водохранилищем. На севере эта возвышенность продолжается в пределы Саратовской области.

Приволжская возвышенность вытянута с северо-востока к юго-западу на 275 км; ширина ее изменяется от 50 км на широте г. Волгограда до 150 км на широте г. Фролово. Возвышенность круто и ступенчато обрывается на восток к долине р. Волги и полого опускается на запад. Относительное превышение водораздельных пространств над урезом воды рек на севере возвышенности достигает 200—270 м, к югу уменьшается до 150—110 м.

На Приволжской возвышенности расположен Волго-Донской водораздел, который у южной окраины г. Волгограда переходит в Ергенинскую возвышенность, понижается до абс. высоты 147—135 м и суживается так, что расстояние между Волгой и Доном составляет здесь немногим более 80 км.

Водоразделы Иловлинско-Медведицкого междуречья (зона активных тектонических поднятий) имеют вид нешироких вытянутых гряд; некоторые из них получили собственные наименования: Доно-Медведицкая гряда (259 м), Гусельско-Тетереватский кряж (359 м), Перевозинская гряда (332 м), Александровский кряж (200—250 м),

Склоны их асимметричны и сильно расчленены оврагами и балками.

В пределах Приволжской возвышенности выделяются две зоны, различающиеся по характеру рельефа: восточный склон, или Волжское побережье, и западный склон.

Восточный склон, обращенный к Волгоградскому водохранилищу, короток и крут. Он образует над зеркалом водохранилища береговой уступ высотой 40—60 м, который к югу понижается до 20—15 м.

Западный склон Приволжской возвышенности — более пологий и длинный. Поверхность его — это волнистая равнина, расчлененная реками и балками. Балки развиты здесь довольно широко, протяженность их составляет 2—5 км. Овраги встречаются реже, чем на восточном склоне. Они развиты в основном на междуречье Иловли и Медведицы (Ляхова, Никитин, 1958) и в районе Медведицких яров.

Донецкий кряж расположен на западе рассматриваемой территории. Границу кряжа принято проводить по крайним выходам на поверхность каменноугольных пород. На севере и востоке эта граница проходит по правому берегу р. Северского Донца, на западе Донецкий кряж продолжается на территорию УССР, на юге — ограничивается Приазовской равниной по линии, проходящей через устье р. Северского Донца, г. Шахты и с. Лысогорки.

Донецкий кряж, подробно описанный М. В. Карандеевой (1957), представляет собой возвышенность, расчлененную реками, балками и оврагами во всех направлениях, поэтому поверхность его представляет сильно пересеченную местность. Ширина главного водораздела Донецкого кряжа (именуемого на Украине Дебальцево-Ивановским хребтом) в редких случаях достигает 10—15 км.

Разнообразие рельефа создают здесь обнаженные коренные породы каменноугольного возраста, представленные преимущественно легко разрушающимися глинистыми сланцами, чередующимися с крепкими известняками и песчаниками. К сланцевым толщам приурочены понижения рельефа, а песчаники и известняки создают гряды, поднимающиеся на 30—40 м над общей поверхностью и имеющие ширину от 20 до 500 м. Твердые породы иногда образуют низкие скалистые гривки высотой 1—3 м, шириной от 5 до 50 м. Немаловажную роль в изменении рельефа Донецкого кряжа сыграла деятельность человека. Пустая порода, выброшенная из шахт, складывается на поверхности в виде конусообразных возвышенностей — терриконов (высотой до 25—30 м), что придает местности своеобразный вид.

Приазовская равнина расположена на юго-западе описываемой территории. На севере она ограничена Донецким кряжем, на востоке и юго-востоке — долиной Дона, на юге — Таганрогским заливом. На западе Приазовская равнина уходит в пределы УССР. Абсолютные отметки поверхности на севере колеблются в пределах 140—160 м, а к югу снижаются до 117—109 м.

Расчленены разные части равнины различно. Западный район (между долинами рек Мокрого Еланчика и Миуса) сильно изрезан речками, оврагами, балками и логами. Глубина вреза долинно-балочной сети превышает 100 м. Восточный район (между долинами рек Миуса и Кадамовки) расчленен слабее, глубина вреза долинно-балочной сети не превышает 50—60 м. Кроме долин рек, здесь развиты балки и лощины.

Ергенинская возвышенность (Ергени) расположена в центральной части южной половины рассматриваемой территории и представляет собой равнинное водораздельное пространство, заключенное между долинами рек Дона и Маныча. С востока Ергени огра-

ничены Прикаспийской низменностью, на севере сливаются с южным окончанием Приволжской возвышенности.

Ергенинская возвышенность — это асимметричная равнина с крутыми и короткими восточным и южным склонами, длинным и пологим — западным. Поверхность равнины приподнята на высоту 100—220 м над уровнем моря. Наибольшие абсолютные отметки (190—219 м) наблюдаются на юго-востоке (гребни Чалон-Хамура западнее г. Элисты). К западу и северу абсолютные высоты понижаются до 120—100 м, а в долинах рек они не превышают 10—20 м.

Восточный склон возвышенности в верхней части пологий, а к основанию заканчивается крутым (30—45°) абразионным уступом высотой 50—70 м и расчленен балками на отдельные массивы — хамуры. Западный ее склон совершенно иного очертания. Поверхность его, полого наклоненная к Дону, расчленяется на отдельные платообразные и увалистые водоразделы притоками Дона: реками Донской Царицей, Мышковой, Есауловским и Курмоярским Аксаем, Салом, Западным и Восточным Манычами. На этом склоне выделяют два основных водораздела: Доно-Сальский и Сальско-Манычский (последний именуется грядой).

Азово-Кубанская низменность занимает юго-западную часть рассматриваемой территории. На севере низменность ограничена Таганрогским заливом и дельтой Дона, на северо-востоке и востоке — Манычской низиной; на западе и юге она выходит за пределы описываемой территории. Для данной низменности характерны изолированные водораздельные пространства степных рек. Водоразделы расположены на высотах от 90 до 110 м. Поверхности их широкие и плоские, практически нерасчлененные, характеризующиеся слабым уклоном в сторону Азовского моря и еще меньшими уклонами в сторону долин рек.

Долина Среднего Дона расположена на рассматриваемой территории не полностью, а лишь в пределах отрезка от станицы Казанской до г. Калача-на-Дону. Этот участок долины относится к нижней части среднего течения реки. На значительном протяжении долина имеет асимметричное строение. Правый берег — крутой вследствие подмыва руслом Дона высоких склонов Доно-Донецкой возвышенной равнины. Левый берег, наоборот, выположен вследствие наличия здесь серии надпойменных террас. Особенно широкое развитие они получили между устьевыми частями рек Хопра и Иловли. Общая ширина этих террас на меридиане станицы Арчединской достигает 50—60 км. Долина Среднего Дона расположена на высотах от 44 до 114 м над уровнем моря.

Долина Нижнего Дона расположена на юго-западе изучаемой территории, от г. Калача-на-Дону до устья Дона. В рельефе здесь выражены три надпойменные террасы, пойма и дельта. Наиболее распространена пойма, ширина которой варьирует от 35 км (отрезок долины от устья Сала до устья Западного Маныча) до 11 км в районе г. Ростова-на-Дону. Средняя ширина ее на участке от г. Волгодонска до устья Дона составляет 12—15 км. Абсолютные высоты поверхности поймы колеблются от 0,5 м в устьевой части до 7—12 м в районе Цымлянского водохранилища.

Манычская низина расположена на юге западной половины рассматриваемой территории и образована террасовыми равнинами долин рек Западного и Восточного Манычей. Водораздел между этими реками находится в самой низине, у урочища Шархансун; наивысшая абсолютная отметка водораздела +24,9 м. Протяженность Манычской низины около 500 км; ширина ее в северо-западной части достигает

40 км, а на юго-востоке колеблется от 10 до 25 км. Абсолютные отметки поверхности низины изменяются от 10 до 60 м.

В пределах рассматриваемой территории расположена западная часть Прикаспийской низменности. На севере, востоке и юге низменность выходит за границы данной территории, на западе она ограничена Приволжской возвышенностью, Ергенями и Маньчской низиной.

Площадь этой части низменности приблизительно 112 тыс. км², протяженность ее с севера на юг 650 км, максимальная ее ширина 380 км (на юго-востоке), минимальная 100 км (на севере).

Поверхность рассматриваемой части низменности слабо наклонена с северо-запада на юго-восток, причем абсолютные отметки ее меняются в этом направлении от плюс 56—60 м до минус 26—34 м. На этом фоне выделяется лишь гора Большое Богдо, достигающая абсолютной отметки 149 м (см. рис. 2).

Прикаспийская низменность делится Волго-Ахтубинской поймой на левобережную часть — Низкое Заволжье и правобережную — Низкая степь.

Долина Нижней Волги, являясь частью Прикаспийской низменности, охватывает пространство Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги. Волго-Ахтубинская пойма начинается к югу от г. Волжского. Поверхность поймы располагается в основном ниже уровня моря; ее абсолютные отметки вблизи дельты минус 24—26 м. По размерам Волго-Ахтубинская пойма, как и дельта Волги, одна из крупнейших в нашей стране. При общей длине около 400 км и ширине 20—30 км площадь поймы равна 8000 км² и представляет собой чередование суши с ериками, рукавами, протоками, затонами, озерами-старичками и осоковыми болотами. В 50 км к северу от г. Астрахани начинается дельта р. Волги. Площадь дельты составляет 13370 км².

Склон Общего Сырта заходит на территорию данного района своим крайним юго-западным окончанием и занимает здесь весьма незначительную площадь, ограниченную Прикаспийской низменностью; на севере возвышенность Общего Сырта продолжается за пределами рассматриваемой территории. Поверхность сыртового склона расположена на высотах от 50 до 69 м над уровнем моря и представляет собой увалистую равнину, расчлененную довольно густой, но неглубоко врезанной сетью оврагов и балок.

Климат

Благодаря относительно южному положению рассматриваемого региона (45—51° с. ш.) здесь наблюдается высокое солнцестояние и малая облачность, в связи с чем обилие солнечного света и тепла является характерной чертой климата большей части территории. Продолжительность солнечного сияния составляет 1800—2400 ч в году. Безморозный период также весьма длителен и продолжается 6—6,5 месяцев.

Описываемая территория расположена вблизи границы умеренной и субтропической климатических зон, на стыке Европы и Азии. Поэтому она является районом столкновения различных систем циркуляции. Сюда проникает арктический воздух, сменяющийся массами тропического воздуха, выносимыми из районов Средиземноморья и Ирана.

Ветры в холодном полугодии обладают наибольшей скоростью (6—7 м/сек на западе и северо-востоке и 3—6 м/сек на юго-востоке описываемой территории). Начиная с апреля—мая, восточные и юго-

восточные ветры в ряде случаев принимают характер суховеев и иногда достигают штормовой скорости. В отдельные дни засушливых периодов поднимаются пыльные бури, вызывающие ветровую эрозию почвы и сильно запыляющие атмосферу. Центр засушливости, суховеев и пыльных бурь находится на юге Прикаспийской низменности, в районе Черных земель.

Удаленность рассматриваемой территории от океанов определяет резко выраженную континентальность и засушливость климата, увеличивающихся с северо-запада на юго-восток. Например, годовая амплитуда абсолютных температур на западе территории составляет $68,8^{\circ}$ (Ростов-на-Дону), а на юго-востоке $81,9^{\circ}$ (с. Малые Дербеты). Разнообразие макрорельефа (отроги Средне-Русской возвышенности, Донецкий кряж, Приволжская возвышенность, Ергени, Прикаспийская низменность и др.) увеличивает разницу в климате отдельных частей рассматриваемой территории. Под влиянием указанных климатообразующих факторов на описываемой территории сформировался резко континентальный климат с отчетливо выраженными сезонами и частыми засухами.

Одним из показателей континентальности климата описываемой территории является высокая температура в теплом периоде года и низкая — в холодном. В течение самого теплого месяца — июля — средняя месячная температура колеблется от $20,6^{\circ}$ (пос. Елань) до $25,8^{\circ}$ (г. Астрахань). Средняя температура самого холодного месяца — января — изменяется от $-3,2^{\circ}$ (пос. Артезиан) до $-11,9^{\circ}$ (пос. Костычевка). За средними месячными температурами скрываются резкие колебания суточных температур. Велики и различия между абсолютными максимальными и минимальными температурами в течение года. Например, абсолютный минимум по различным пунктам нашей территории (приходящейся на январь) колеблется от $-33,0$ до $-40,8^{\circ}$, а абсолютный максимум (приходящийся на июль) колеблется от $+37,2$ до $+42,6^{\circ}$.

Переходы от жаркого периода к холодному и обратно совершаются интенсивно. Так, например, для г. Волгограда разница средних температур между мартом и апрелем составляет $11,8^{\circ}$, между апрелем и маем — $8,5^{\circ}$, между сентябрем и октябрем — $7,8^{\circ}$ и т. д. Быстрое повышение температуры весной с одновременным усилением ветров обуславливает интенсивное таяние снега и иссушение почвенного покрова.

Рассматриваемая территория отличается большим числом ясных дней. Количество дней со сплошной облачностью невелико. Например, в г. Волгограде оно составляет в среднем около 78 дней в году, причем в июне и июле дней со сплошной облачностью обычно не бывает.

В непосредственной связи с общей циркуляцией воздушных масс и удаленностью от Атлантического океана находится количество выпадающих осадков. Н. С. Темникова (1959) выделяет в пределах данной территории четыре зоны различной увлажненности: засушливую, полужасушливую, недостаточно увлажненную и неустойчивого увлажнения. В северо-западных районах территории количество осадков за год составляет 400—500 мм, испарение 350—400 мм, сток 50—70 мм (зона IV). В юго-западной и центральной частях (зоны III и II) эти соотношения изменяются в сторону большей сухости, количество осадков здесь составляет лишь 300—400 мм, за исключением Таганрогского побережья (487 мм), а сток уменьшается от 50 до 25 мм. В восточной половине территории количество осадков колеблется от 300 до 185 мм в год, причем они в основном испаряются, и на сток здесь расходуется менее 10 мм (зона I).

Гидрография

В пределах рассматриваемой территории своими низовьями представлены крупнейшие водные артерии Советского Союза — реки Волга и Дон. Кроме рек имеются озера, лиманы и многочисленные искусственные водоемы: водохранилища, каналы, пруды. Участки суши на юго-западе и юго-востоке омываются мелководными морями: Азовским и Каспийским.

Реки. Речная сеть распределяется неравномерно. Реки расположены в основном в западной возвышенной части площади, причем подавляющая их часть принадлежит бассейну р. Дона. В административном отношении бассейн Дона находится в Ростовской и Волгоградской областях. Здесь насчитывается 787 водотоков суммарной длиной 23 965 км.

Восточная половина территории, охватывающая северо-западную часть Прикаспийской низменности и относящаяся к бассейну р. Волги, очень бедна реками (Волга почти не имеет здесь притоков). В этом районе появляются обширные бессточные пространства, лишенные постоянных водотоков. В административном отношении эта территория охватывает восточную часть Волгоградской области, всю Астраханскую область (за исключением Волго-Ахтубинской поймы) и Калмыцкую АССР.

Водотоки рассматриваемой территории относятся к числу типичных равнинных рек. Они имеют хорошо разработанные долины с широкими поймами, изобилующими старицами, протоками, озерами. Скорость течения рек небольшая (0,3—0,6 м/сек). Главным источником питания рек Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов являются талые снеговые воды.

Бассейн Дона по площади водосбора, равной 422 тыс. км², занимает третье место среди водосборных бассейнов европейской части СССР, уступая лишь Волге и Днепру. Исток р. Дона (речка Урванка) расположен в северной части Средне-Русской возвышенности (за пределами описываемой территории) на высоте около 180 м над уровнем моря. Абсолютная отметка устья Дона +3 м, общая длина реки 1970 км.

В пределах данной территории расположена большая часть Дона (среднее и нижнее течение), протяженность которой равна 965 км, а площадь водосбора 320 тыс. км². Ширина русла в среднем 400 м. Питание Дона происходит в основном за счет талых вод во время весеннего снеготаяния (65—70% общего годового стока). Величина подземного питания составляет 25—30%, а дождевого не более 3—5% общего стока. В 1952 г. после создания Цимлянского водохранилища сток Дона был зарегулирован, и режим реки ниже плотины определяется теперь не естественным стоком, а пропуском воды через водосборные сооружения плотины. В зоне подпора Дон стал широким: его ширина колеблется от 3 до 38 км, при средней глубине 7 м. Уровень воды в межень стал на 1 м больше прежнего. Выше Цимлянского водохранилища сохранился естественный режим Дона. Ширина его равна 350—400 м, глубина составляет 3—4 м, а на плесах 6—7 м.

Наиболее крупными притоками Дона являются реки: Северский Донец (общая длина 1016 км, площадь бассейна 99 600 км²), Хопер (длина 1008 км, площадь бассейна 34 600 км²), Иловля (длина 364 км), Сал (длина 420 км, площадь бассейна 19 700 км²), Западный Маныч (длина 240 км).

На крайнем юго-западе рассматриваемой территории наиболее крупной является р. Миус, впадающая в Таганрогский залив Азовского

моря. В устье Миус расширяется, образуя Миусский лиман. Ширина русла реки 60—100 м, долины — в среднем 4 км, скорость течения равна примерно 0,1 м/сек. Небольшой уклон долины обуславливает местами ее заболоченность. Средний расход воды в реке составляет 450—500 л/сек. Кроме р. Миуса в Таганрогский залив впадает р. Еланчик и еще несколько облее мелких речек и балок. Миусский лиман в верховье имеет ширину около 4 км, в средней части до 1—3 км, а при впадении в Таганрогский залив ширина его уменьшается до 200 м. Глубина лимана в верхней части около 1,7 м, а в нижней около 5 м. Площадь зеркала воды лимана равна 59 км².

Таганрогский залив Азовского моря имеет длину около 150 км, ширина его колеблется от 20 до 45 км. Глубина залива незначительна (5—6 м). Амплитуда колебания уровня воды в течение года достигает 3—4 м. В июле максимальные температуры воды в прибрежной полосе залива достигают 30—32°, а в открытом море 27—28°. Соленость воды вблизи устья р. Дона составляет 3—4‰.

Бассейн Волги. Волга является самой большой рекой Европы. Среди рек СССР она занимает пятое место. Свое начало Волга берет на Валдайской возвышенности. Отметка ее истока равна 225 м над уровнем моря, а устья минус 26 м. Длина реки 3690 км, площадь бассейна 1380 тыс. км². Средний уклон составляет всего 0,06‰. Особенно мало падение в нижнем течении, где оно не превышает 0,02‰.

Волгу принято делить на три части: верхнее течение (Верхняя Волга) — от истока до г. Рыбинска, среднее течение (Средняя Волга) — от г. Рыбинска до устья р. Камы и нижнее течение (Нижняя Волга) — от устья р. Камы до устья Волги. В пределах данной территории протекает только часть Нижней Волги (650 км), характеристику которой мы здесь и приводим. Ширина долины реки меняется обычно от 10 до 15 км, а у Волгограда она расширяется до 40—50 км. Ширина русла варьирует от 900 до 2000 м, глубина от 4,8 до 19 м.

Основной источник питания реки — талые снеговые воды; подчиненную роль играют дождевые и грунтовые воды. Средний годовой расход у г. Волгограда равен 8200 м³/сек, что соответствует среднему модулю стока 6,1 л/сек · км². В наиболее многоводные годы максимальный весенний расход воды достигает 38 000—51 000 м³/сек, а в годы со средней водностью весенние расходы составляют 20 000—25 000 м³/сек.

В настоящее время р. Волга коренным образом реконструирована. В ее русле сооружено шесть гидростанций, одна из которых — Волжская ГЭС — построена непосредственно к северу от Волгограда. Плотина этой гидростанции подняла воды Волги, создав подпор до 26 м, и образованное в результате подпора Волгоградское водохранилище широко разлилось по долине реки от г. Волжского до г. Балаково. Создание данного водохранилища повлекло за собой изменения гидрологических условий в нижнем течении Волги: скорость течения уменьшилась до 0,4—0,5 м/сек, ниже плотины Волга не покрывается сплошным ледяным покровом, уменьшилась продолжительность паводка, изменилось распределение расхода стока воды по месяцам, максимальные расходы воды у г. Волгограда в период половодья уменьшились, а летние меженные расходы повысились в полтора-два раза.

Южнее г. Волгограда Волга образует большой (левый) рукав — р. Ахтубу, текущую параллельно главному руслу. Гидрологический режим р. Ахтубы имеет много общего с режимом р. Волги. Обширное пространство между Волгой и Ахтубой, изрезанное сетью второсте-

пенных рукавов, проток, блуждающих русел, стариц, озер, именуется Волго-Ахтубинской поймой; ширина полосы разлива в пределах поймы достигала прежде 20—30 км. Теперь после урегулирования стока Волги затопляются лишь наиболее пониженные участки поймы.

В 50 км выше г. Астрахани, в месте отделения рукава Бузан, начинается дельта Волги. Волжская дельта — одна из самых больших в нашей стране, она занимает площадь 13900 км². В пределах данного района Волга принимает справа ряд небольших притоков, стекающих с крутого восточного склона Приволжской возвышенности, а слева в нее впадает лишь одна река — Еруслан, разбивающаяся летом на ряд небольших плесов.

Помимо Волги к бассейну Каспийского моря в границах рассматриваемой территории относится р. Восточный Маныч, на террасах которой расположен ряд полупресных и соленых озер.

Каспийское море (его северная часть) омывает юго-восток описываемой территории. Это — величайшее в мире бессточное озеро. Протяженность его с севера на юг около 1300 км, средняя ширина составляет 300 км. Море делится условно на три части: Северный Каспий (к северу от линии о. Чечень—мыс Тюб-Караган), Средний Каспий и Южный Каспий. Северный Каспий занимает часть погрузившегося юго-восточного края Восточно-Европейской платформы. Дно моря отличается ровным спокойным рельефом, максимальные глубины не превышают 10 м. Длина береговой линии и площадь моря все время сокращаются в связи с понижением уровня моря.

Гидрологический режим, водный баланс и уровни Каспийского моря тесно связаны с поверхностным стоком огромного бассейна, равного почти шестой части территории нашей страны. По данным А. Д. Архангельского, в период 1879—1945 гг. реки ежегодно приносили в море в среднем 324 км³ воды (из которых на Волгу приходилось 78%), атмосферные осадки на поверхности моря составляли 72 км³, подземные воды давали примерно 5 км³. Таким образом, общий ежегодный приток воды в Каспий составлял 401 км³, в то время как расход равнялся 414 км³ (в том числе 392 км³ — на испарение с водной поверхности и 22 км³ — на сток в залив Кара-Богаз-Гол). Это и привело к падению уровня Каспийского моря, который в настоящее время стоит так низко (—27,6 м), как не стоял никогда за последние 350 лет.

Каспийское море является солоноватым бассейном. Соленость вод его в преддельтовой части Волги составляет 0,03‰ и увеличивается до 14‰ в юго-восточной части моря.

Озера. В пределах описываемой территории много озер. Пресные озера наблюдаются в основном в поймах рек и относятся к типу стариц. Обычно они невелики, неглубоки и вытянуты параллельно речной долине. Многочисленны такие озера в поймах Дона (на конец 1962 г. насчитывалось около 50 озер с общей площадью 1,5 тыс. га), Хопра и других рек. Около 1000 озер приурочено к Волго-Ахтубинской пойме и дельте Волги.

Озера, расположенные в Манычской низине, некогда бывшей морским проливом, имеют тектоническое и реликтовое происхождение и относятся к группе соленых озер. Их здесь насчитывается около 20 (Маныч-Гудило, Грузское, Лебяжье, Большое и Малое Яшалтинские, Царык, Крутянское, Цаган-Хак и др.). Самое крупное из них — оз. Маныч-Гудило.

Много озер и в пределах Прикаспийской низменности. Своеобразную группу представляют Сарпинские озера, длинной цепочкой протянувшиеся от г. Волгограда вдоль подножия восточного склона Ерге-

ней. Их насчитывается около 10 (Сарпа, Цаца, Барманцак, Пришиб и др.). Это мелководные (обычно до 1,5 м, редко до 6,0 м) водоемы, полностью или почти полностью пересыхающие летом. Питание их происходит за счет весеннего поверхностного стока и грунтовых вод. Вода в этих озерах обычно пресная, но к концу лета приобретает солоноватый вкус.

Благодаря засушливому полупустынному климату и активной солянокупольной тектонике большое распространение в пределах Прикаспийской низменности получили соленые и горько-соленые озера. Наиболее крупными из них являются: Эльтон, Баскунчак, Горько-соленое, Боткуль.

Озеро Эльтон представляет собой бессточную котловину овальной формы, образовавшуюся в результате экзогенных процессов на обнажившейся части крупного соляного купола. Площадь озера составляет 179,5 км². С севера на юг оно протянулось на 13 км, с запада на восток на 18 км. Озеро лежит на высоте +8,8 м над уровнем моря.

В озеро Эльтон впадает семь речек, пересыхающих местами в засушливые периоды года. Общая площадь водосбора озера равна 1365 км². Суммарный годовой расход семи речек, питающих озеро, составляет 10 560 тыс. м³.

Озеро Эльтон относится к типу самосадочных бассейнов. Рапа озера содержит много солей, запасы которых неисчерпаемы. Под солями в озере залегает черная минеральная грязь, обладающая целебными свойствами, в связи с чем здесь создан курорт Эльтон.

Озеро Баскунчак — это бессточная котловина, полностью покрываемая рапой. Оно относится к пересыхающему типу озер, так как рапа покрывает его только в течение влажного периода года. Площадь озера около 110 км². В озеро впадает несколько балок. Вода балки Горький Ерик, впадающей с востока, слабоминерализована, а вода балок Белой, Пещерной и других, впадающих с запада, высокоминерализована и имеет хлоридно-натриевый состав (содержание солей здесь колеблется от 42,4 до 88 г/л). Все указанные балки питаются в основном за счет хлоридных вод восходящих источников кунгурского водоносного горизонта.

Кроме крупных озер в пределах Прикаспийской низменности имеется много мелких соленых озер площадью до 4 км² (Можарское, Состинское, Светлое и др.).

Водохранилища, каналы, пруды. За последние годы в пределах Ростовской и Волгоградской областей сооружено два крупных водохранилища: Цимлянское и Волгоградское.

Цимлянское водохранилище, построенное в 1952 г., протянулось от г. Цимлянское до устья р. Иловли. Длина его составляет 260 км, ширина 30—40 км, площадь водного зеркала 2700 км², общая емкость 23,8 км³. Высота подпора воды плотиной достигает 36 м, в результате чего максимальная глубина водохранилища колеблется от 14 до 35 м, а средняя изменяется от 4,5 до 11 м. При сильных ветрах (до 20 м/сек) на поверхности воды образуются волны высотой до 2—3 м.

Волгоградское водохранилище создано в 1958 г. и протянулось от г. Волжского до г. Балаково. Длина его 627 км, ширина в среднем равна 10 км, а иногда достигает 30—34 км. Площадь водного зеркала водохранилища составляет в среднем 3,5 тыс. км². Высота подпора воды у плотины (г. Волжский) составляет 26 м, а у г. Камышина 20 м.

Помимо Цимлянского и Волгоградского на данной территории создан ряд более мелких водохранилищ. Так, в Ростовской области имеются водохранилища на Донском кряже (Соколовское, Вербин-

ское, Прохоровское и др.) и в пределах Манычской низины (Веселовское, Пролетарское, Усть-Манычское).

В Калмыцкой АССР насчитывается одиннадцать водохранилищ. Одно из них — Аршань-Зельмень — построено в нижнем течении одноименной балки, прорезающей восточный склон Ергеней; десять водохранилищ входят в состав Оля-Каспийской обводнительно-оросительной системы. В пределах Астраханской области в настоящее время водохранилищ нет.

Волго-Донской судоходный канал им. В. И. Ленина вступил в строй в 1952 г. Расположен он в Волгоградской области. Протяженность канала равна 101 км. Трасса его идет по Волго-Донскому междуречью, сочетая в себе искусственное русло с использованием естественных долин рек Сарпы, Червленной и Карповки. В долину Дона канал входит ниже г. Калача-на-Дону, а в долину Волги — ниже г. Красноармейска. Весь Волго-Донской канал питается донской водой. Все остальные каналы в пределах рассматриваемой территории входят в состав оросительных и оросительно-обводнительных систем. Общая протяженность каналов превышает 5 тыс. км.

Болота занимают в пределах данного района очень небольшую площадь. Больше всего болот на площади Волго-Ахтубинской поймы и в дельтах Дона и Волги, имеются они также в поймах Дона, Хопра, Медведицы, Иловли. В основном они относятся к типу низинных, представленных или заболоченными лугами, или зарастающими водоемами без торфяных образований. Нередки случаи заболачивания днищ балок главным образом в нижнем их течении, что связано с многочисленными выходами родников. Небольшие заболоченные участки встречаются и в Сарпинской низменности.

Почвы и растительность

Согласно почвенно-географическому районированию СССР (Почвенно-географическое районирование СССР, 1962) на площади рассматриваемого региона можно выделить четыре провинции: Средне-Русскую, Приазово-Предкавказскую, Донскую сухостепную и Прикаспийскую.

Средне-Русская провинция обыкновенных и южных среднетощих черноземов охватывает в пределах описываемой территории Калачскую возвышенность, Хоперско-Бузулукскую низменную равнину, западную половину Доно-Донецкой возвышенной равнины и Донецкий кряж. В обыкновенных черноземах содержание гумуса в поверхностном слое составляет 6—9%, мощность гумусового горизонта 60—80 см, соли (гипс и легкорастворимые соли) обычно обнаруживаются на глубине 4—5 м. Содержание гумуса в южных черноземах колеблется от 5 до 6%. На большей части площади своего развития эти черноземы среднетощие, а в юго-восточной части провинции маломощные.

Почвообразующие породы представлены в основном бурями и красно-бурями тяжелыми суглинками, частично коренными породами (главным образом известняками, песчаниками, мелом и ледниковым комплексом — щебенкой коренных пород), а в долинах рек — аллювиальными песками.

Приазово-Предкавказская провинция мицелярно-карбонатных и сверхтощих черноземов занимает обширные пространства равнин Северного Кавказа и юг Ростовской области (Азово-Кубанскую низменность). Естественная степная растительность провинции почти полностью вытеснена полями зерновых и технических культур. Здесь развиты западно-кавказские черноземы, высокомице-

лярно-карбонатные, малогумусные, сверхмощные. Характерна карбонатность почв. Почвообразующие породы состоят из лёссовидных тяжелых суглинков и глин.

Донская сухостепная провинция темно-каштановых и каштановых почв располагается к юго-востоку от Средне-Русской провинции и южных черноземов. Она протягивается с юга на северо-восток от Манычской низины до северной границы Приволжской возвышенности, захватывая узкую полосу левобережья Волги (супесчаную равнину) и склон Общего Сырта. Здесь развиты темно-каштановые и каштановые почвы. Мощность гумусовых горизонтов составляет 65—35 см, гумусность — 5,0—2,5%. Отмечается почти полное отсутствие карбонатных разностей. Значительные площади на территории провинции заняты солонцами.

Прикаспийская провинция светло-каштановых и бурых почв, солонцовых комплексов, песчаных массивов и пятен солончаков охватывает Прикаспийскую низменность. Подпочвенные отложения сложены здесь преимущественно морскими и аллювиально-озерными породами четвертичного возраста. Эти отложения характеризуются частым чередованием песчаных, суглинистых и глинистых разностей; породы тяжелого механического состава нередко засолены. Разнообразие литолого-геоморфологических условий позволяет на территории провинции (в пределах наших границ) выделить три почвенных округа: Ергенинско-Кушумский лиманно-комплексный, Ногайско-Черномезельский песчаный и Волго-Ахтубинский пойменно-дельтовый.

Естественных лесов на рассматриваемой территории мало, и приурочены они главным образом к поймам рек, тальвегам балок и оврагов. Значительно реже леса встречаются на водоразделах. Искусственные насаждения создаются лесхозами. Леса насаждаются на водоразделах, на песчаных территориях; почвозащитные насаждения производятся на подверженных эрозии овражно-балочных системах. Кроме того, создаются лесозащитные полосы на полях, вдоль оросительных каналов, водоемов; крупных водохранилищ, а также снегозащитные насаждения вдоль дорог. Общая площадь естественных и искусственных лесов описываемой территории превышает 700 тыс. га, из них 47% приходится на Ростовскую область, 38% на Волгоградскую, 9,3% на Астраханскую и 5,7% на Калмыцкую АССР.

Древесные породы в лесах Ростовской и Волгоградской областей представлены дубом, кленом, березой, осиной, ольхой, тополем, белой акацией, вязом. Сосна встречается только на террасах в пределах песчаных участков.

Естественные леса Калмыцкой АССР представлены зарослями тамариска, осокоря, ветлы, тальника, а среди искусственных насаждений встречаются дуб, вяз мелколиственный, акация белая и др. В Астраханской области большая часть лесной площади занята древоидной ивой и тополем. Реже встречаются ильмовые, ясень и низкорослый дуб.

Экономическая характеристика

Ведущее место в экономике рассматриваемой территории занимает промышленность, но важную роль играет и сельское хозяйство. Из полезных ископаемых промышленное значение имеют каменный уголь (Донецкий бассейн), нефть и газ (Волгоградская и Астраханская области, Калмыцкая АССР), поваренная соль (оз. Баскунчак), флюсовые известняки, мел, трепел, мергели, строительные и стекольные пески, охра и др. (Андреев, Колесников, Мошкова, 1965).

Профилирующими отраслями промышленности являются машино-

строение и добыча каменного угля. Среди машиностроительных предприятий следует в первую очередь упомянуть крупнейшие заводы сельскохозяйственного машиностроения в городах Ростове-на-Дону, Волгограде и Таганроге, где производятся тракторы, комбайны, самоходные комбайны, культиваторы и др. В г. Новочеркасске находится электровозостроительный завод, в г. Таганроге — завод, изготавливающий котлы для тепловых электростанций. Из других отраслей машиностроения выделяется производство машин и оборудования для станкостроения, а также для пищевой промышленности.

Угольная промышленность, развитая в восточной части Донбасса (города Шахты, Новошахтинск, рабочий поселок Зверево и др.), обеспечивает потребность в угле не только Северного Кавказа, но и многих других районов страны. Среди других отраслей добывающей промышленности следует особо отметить добычу нефти и газа (в первую очередь Волгоградская область, затем Астраханская область и Калмыцкая АССР). Каменный уголь, нефть и газ служат сырьем для нефтеперерабатывающей и химической промышленности, сосредоточенной в Волгограде, Каменске-Шахтинском, Волгодонске и Волжском.

Добыча соли (Астраханская область) составляет 30% общесоюзной. Соль добывается в оз. Баскунчак, откуда она перевозится по железной дороге до г. Ахтубинска на Волге и далее по рекам во многие районы европейской части страны.

Предприятия черной металлургии расположены в городах Волгограде, Таганроге и Красном Сулине, алюминиевая промышленность — в г. Волгограде. Развита также легкая, особенно кожевенно-обувная, и разнообразная пищевая промышленность. Во многих районах описываемой территории имеются предприятия мясной, плодоовощной, рыбоконсервной, молочной промышленности, винодельческие заводы. Значительное место в пищевой промышленности занимает рыбная отрасль. По лову осетровых рыб Астраханская область занимает первое место в СССР и во всем мире. Главные центры переработки рыбы — города Астрахань и Каспийск.

Рассматриваемая территория является крупным производителем электроэнергии: здесь работают тепловые электростанции (г. Новочеркасск и др.), а также Цимлянская и Волжская гидроэлектростанции, которые соединены с южной энергосистемой страны.

Рассматриваемая территория является крупным сельскохозяйственным районом. Ведущие культуры — пшеница, кукуруза, ячмень, просо. Из технических культур наибольшую площадь занимает подсолнечник, затем горчица, лен-кудряш, кенаф и др. Большое развитие получили овощеводство и садоводство. На юге и юго-востоке рассматриваемой территории важное значение имеют поливные земли, используемые в основном для рисосеяния.

Основные отрасли животноводства — производство мяса, молока и шерсти. Кроме того, в Ростовской области развито коневодство. Особо следует выделить животноводство Калмыцкой АССР, занимающее ведущее место в экономике этой республики. Большая часть сельскохозяйственных угодий используется здесь в качестве пастбищ (69%) и сенокосов (17%). В пределах республики расположены Черные земли, представляющие собой прекрасные пастбища, которые широко используются (особенно для зимнего выпаса скота) колхозами и совхозами не только Калмыцкой АССР, но и Волгоградской области, Северного Кавказа и Закавказья (Грузия).

Транспортная сеть рассматриваемой территории состоит из железнодорожных, водных, воздушных, автомобильных и трубопроводных путей сообщения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Волго-Донской геологический район, охватывающий Ростовскую, Волгоградскую, Астраханскую области и Калмыцкую АССР, занимает значительные участки Восточно-Европейской (Русской) и эпигерцинской (Муратов, 1955) разновозрастных платформ и их сочленения. В тектоническом отношении он довольно сложен. Граница между платформами проходит по полосе разломов, протягивающейся через всю территорию в близширотном направлении. Вторая, близмеридиональная, система разломов, также проходящая через всю территорию, является границей между Воронежской антеклизой и Прикаспийской синеклизой. Она продолжается на юг. Пересечение этих систем крупных тектонических разломов образует почти в центре Волго-Донского геологического района сложный тектонический узел.

Восточно-Европейская древняя (эпикарельская) платформа в пределах описываемой территории представлена двумя разобщенными фрагментами Русской плиты. Наибольший из них (северный), представленный юго-восточной частью Воронежской антеклизы и юго-западной частью Прикаспийской синеклизы, расположен севернее протяженного Донецко-Астраханского тектонического шва. Значительно меньший по размерам участок Русской плиты находится на юго-востоке Ростовской области и соответствует восточному погружению допалеозойских пород Украинского щита (Ростовский выступ). Эти участки имеют типичное для древних плит строение, определяемое наличием двух главных структурных этажей — кристаллического допалеозойского фундамента и более молодого платформенного чехла.

Эпигерцинская платформа расположена к югу от Астраханского тектонического шва и представлена почти повсеместно Предкавказской или Скифской плитой, сложенной складчатым палеозойским (местами досреднеюрским) основанием и платформенным чехлом мезозойских и кайнозойских пород. Северная, валообразно построенная часть Скифской плиты, простирающаяся от Донбасса к Каспийскому морю и ограниченная с юга Манычскими надразломными прогибами, большим числом исследователей называется «валом Карпинского». Система Манычских прогибов и территория, расположенная южнее, составляют предкавказскую часть Скифской плиты. Относительно небольшую часть эпигерцинской платформы составляет площадь открытого Донбасса, где размытые палеозойские (каменноугольные) линейные складки основания молодой платформы непосредственно выступают на дневную поверхность и образуют Донецкий выступ (Муратов, 1956). Открытый Донбасс и вал Карпинского нередко именуются Донецко-Каспийской тектонической областью.

Намеченное региональное тектоническое районирование и морфология крупных тектонических элементов довольно ясно отображены на схематической карте современного рельефа поверхности допалеозойского фундамента (Неволин и др., 1965). Высота этой поверхности колеблется от 0 до 17 км и рассматривается как суммарный эффект тектонических движений, по крайней мере с девонского периода (рис. 3).

В пределах описываемой территории фундамент Русской плиты сложен архейско-протерозойскими метаморфическими сериями и древними интрузиями, а платформенный чехол — осадочными среднедевонскими и более молодыми породами. Обычный для чехла более северных территорий нижнепалеозойский комплекс (кембрий — нижний девон) здесь отсутствует.

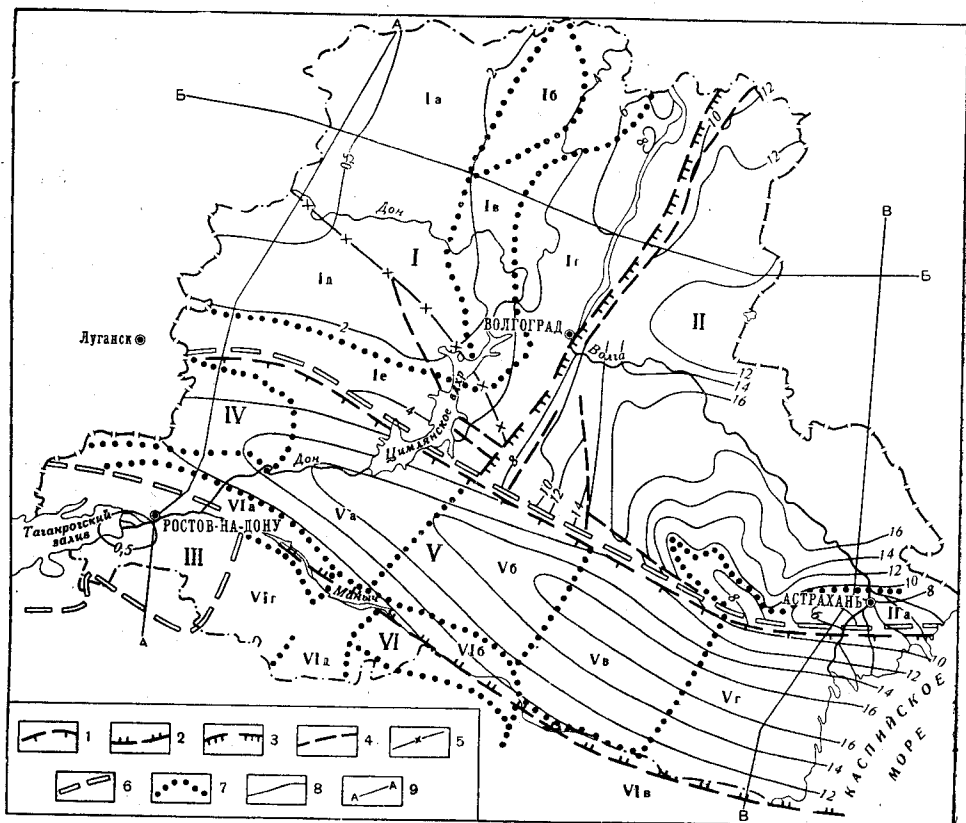


Рис. 3. Схема тектонического районирования территории (составили Н. И. Погребнов, И. И. Потапов)

Глубинные разломы: 1 — Донецко-Астраханский, 2 — Манычский, 3 — Волгоградский (гравитационная ступень); 4 — тектонические разрывы; 5 — ось юго-восточного погружения Воронежской антеклизы; границы: 6 — разновозрастных платформ; 7 — тектонических структур второго порядка; 8 — изогипсы поверхности допалеозойского фундамента, в км; 9 — линии геологических профилей

Основные тектонические элементы. I — Воронежская антеклиза (восточный и южный склон): Ia — Хоперская моноклиналь, Ib — Терсинская впадина, Ic — Медведицкий вал, Id — Приволжская моноклиналь, Ie — Первомайско-Чирская моноклиналь, If — Тормосинский прогиб. II — Прикаспийская синеклиза (юго-западная часть): IIa — Астраханские поднятия; III — Ростовский выступ по фундаменту (Ростовский свод по чехлу); IV — Донецкий выступ основания эпигерцинской платформы; V — вал Карпинского; Va — погруженный Донбасс, Vb — Ремонтненско-Элстинский блок, Vv — Бузгинский блок, Vg — Промысловский блок; VI — предкавказская часть Скифской плиты: VIa — Тузлов-Манычский прогиб, VIb — Манычско-Гудилловский прогиб, VIv — Кумско-Манычский прогиб, VIr — Целинская седловина, VIд — Сальское поперечное поднятие

Наиболее высоких отметок поверхность фундамента достигает в присводовой части Воронежской антеклизы (около нуля) и Ростовского погребенного выступа (минус 385 м), а наиболее низких (до минус 17 км) в Прикаспийской синеклизе. Южная граница данной части Русской плиты на большем своем протяжении совпадает с Донецко-Астраханским тектоническим швом (Северодонецким разломом, западнее г. Котельниково, и Астраханским, восточнее того же города).

Северо-запад территории занимает юго-восточное погружение Воронежской антеклизы. Кристаллический фундамент здесь залегает на глубинах от 50 м на северо-западе до 5000 м на востоке и юго-востоке. Фундамент антеклизы наиболее поднят в районе участка, примыкающего к долине р. Дона, между станицей Казанской и г. Калачем-на-Дону (Казанско-Калачевские поднятия). К северо-востоку и юго-западу от этого участка фундамент погружается в сторону Прикаспийской синеклизы и складчатого Донбасса. В тех же направлениях погружаются и осадочные породы платформенного чехла. В составе пород фундамента Воронежской антеклизы встречаются кварцевые диориты, габбро, микроклинизированные граниты, кварц-слюдяные сланцы и биотитовые роговики, гнейсы, метаморфические сланцы, граниты, диабазы и базальты.

Ось юго-восточного погружения фундамента Воронежской антеклизы, постепенно понижаясь, прослеживается через станицу Казанскую на середину между устьем р. Чира и г. Калачем-на-Дону (отметки фундамента — 3 км), и далее к выделяемому, по данным геофизических исследований, Котельниковскому выступу (непосредственно северо-восточнее г. Котельниково), где наивысшие отметки основания близки к минус 4,4—4,6 км (Багинская, Викторов, 1965). Участок, ограниченный этой осью и Северодонецким разломом, именуется южным склоном Воронежской антеклизы, а расположенный севернее той же оси — восточным склоном этой антеклизы.

Осадочный чехол Воронежской антеклизы образован отложениями почти всех систем и ярусов, начиная со среднего девона. Здесь широко распространены чередующиеся терригенные и карбонатные отложения второй половины девона. Наибольшая их мощность (около 4000 м) фиксируется на восточном склоне антеклизы, а к западу она уменьшается. На южном склоне девон отсутствует.

Каменноугольная система представлена всеми тремя отделами. Наименьшая мощность карбона (около 100 м) установлена в северо-западной части региона. К юго-востоку мощность карбона увеличивается примерно до 2000 м. Турнейский ярус сложен преимущественно карбонатными породами, визейский и намюрский ярусы, а также средний карбон представлены чередованием терригенных и карбонатных образований.

Глинистые красноцветы ранней перми залегают в наиболее погруженных южных и восточных частях антеклизы. В восточной части, примыкающей к Прикаспийской синеклизе, они содержат прослой галогенных осадков. Между нижнепермскими отложениями и верхнепермскими фиксируется континентальный перерыв. Верхняя пермь и нижний триас, образующие единую литологическую формацию (пестроцветные алевролиты и глины), залегают здесь трансгрессивно и распространены на южной и восточной окраинах антеклизы. В этой толще установлено большое количество внутриформационных перерывов. Осадков верхнего триаса не обнаружено.

Отложения юрской и меловой систем залегают трансгрессивно на каменноугольных, пермских и триасовых образованиях в восточной части антеклизы. Западная граница распространения песчано-глинистых осадков юрского возраста проходит вблизи междуречья Иловли и Медведицы. Нижнемеловые терригенные образования прослеживаются несколько западнее, до левобережья р. Хопра. Верхнемеловые в основном карбонатные породы развиты в пределах антеклизы практически повсеместно.

Палеогеновые преимущественно песчаные породы почти везде залегают на размытой поверхности мела и имеют мощность до 100 м.

Неоген Воронежской антеклизы представлен аллювиальной толщей ергенинских песков. Озерные отложения неогена заполняют пониженные участки палеогенового рельефа в центральной части Волгоградской области. Общая мощность мезозоя и кайнозоя около 1000 м.

Внутри крупных тектонических элементов Русской плиты по структурно-морфологическим признакам осадочного чехла выделяется ряд более мелких геологических районов. В пределах южного склона Воронежской антеклизы выделены: Первомайско-Чирская моноклинал, Тормосинский прогиб, непосредственно граничащий с Северодонецким надвигом и Донбассом. Первомайско-Чирская моноклинал занимает северную большую часть южного склона и характеризуется пологим наклоном поверхности фундамента (около 20 м на 1 км). В этом же направлении нарастает и мощность чехла вследствие появления в разрезе все более молодых отложений палеозоя и триаса. Мощность несогласно покрывающих слоев мезозоя — кайнозоя колеблется здесь от 50 до 700 м. На западе Первомайско-Чирская моноклинал ограничена Миллеровским поперечным поднятием.

Тормосинский прогиб представляет собой относительно узкую структуру, раскрывающуюся в Прикаспийскую синеклизу. Он выполнен осадками перми и триаса, мощность которых в наиболее погруженной части прогиба составляет 600 м. Прогиб имеет асимметричное строение — пологое северное и более крутое южное крыло, причем значительная часть последнего срезана Северодонецким надвигом и полностью размыта.

Восточный склон юго-восточного погружения Воронежской антеклизы подразделен (с запада на восток) на Хоперскую моноклинал, Терсинскую впадину, Доно-Медведицкий вал и Приволжскую моноклинал.

Хоперская моноклинал примыкает к присводовой части Воронежской антеклизы и характеризуется в связи с этим относительно неглубоким залеганием фундамента и небольшой мощностью осадочного чехла. Углы падения палеозойских слоев в пределах Хоперской моноклинали не превышают 3°, а в мезозойских отложениях составляют лишь 1—2°.

Терсинская впадина представляет собой близмеридиональный прогиб в породах платформенного чехла. Восточное крыло этого прогиба по мезозойским отложениям одновременно является западным крылом Доно-Медведицкого вала. Последний подразделяется на Коробковско-Арчединские и Иловлинско-Медведицкие поднятия (Бражников и др., 1965). Глубина залегания фундамента в пределах Доно-Медведицкого вала колеблется от 1500 до 3500 м. Мощность палеозоя достигает 3000 м, мезозоя 650 м. На значительной площади приосевой части вала мезозойские отложения размыты, а на поверхности выходят породы карбона.

Восточнее Доно-Медведицкого вала слои чехла полого погружаются, образуя Приволжскую моноклинал.

По линии Саратов — Волгоград — Котельниковский выступ восточный склон Воронежской антеклизы посредством сложной системы ступеней, выделяемых по геофизическим данным, сочленяется с юго-западной частью Прикаспийской синеклизы. При этом происходит понижение фундамента с 4—6 км до 10—12 км и более. Наибольшая ступень (Волгоградская гравитационная), занимающая примерно среднее положение, принимается в качестве границы между Воронежской антеклизой и Прикаспийской синеклизой. Она интерпретируется как разлом в кристаллическом фундаменте и флексурный перегиб в палеозойском комплексе чехла, причем опущенным является восточное крыло.

Эта часть Прикаспийской синеклизы резко отличается по геологическому строению от смежных тектонических структур и характеризуется большей мощностью осадочного чехла. По геофизическим данным, глубина залегания поверхности допалеозойских пород превышает здесь 10 км, а восточнее и южнее достигает 17—18 км.

Толща осадочных отложений синеклизы разделяется на три комплекса: подсолевой, соленосный и надсолевой. Подсолевой комплекс включает отложения девона, карбона и нижней перми (ассельский, сакмарский, артинский ярусы). Состав и мощность пород подсолевого комплекса изучены недостаточно, особенно карбон и девон, которые нигде не вскрывались. По всей вероятности, они мало чем отличаются от одновозрастных отложений соседних площадей Воронежской антеклизы. Среди вскрытых бурением пород подсолевого комплекса Прикаспийской синеклизы наиболее древними являются отложения нижней перми. В западной части синеклизы в основании нижнепермского разреза залегают сакмарско-артинские слои сульфатно-домито-известнякового состава. В южных районах литологический состав сакмарско-артинских отложений изменяется вследствие увеличения количества карбонатных и терригенных пород.

Наиболее широко распространенным и специфическим в нижней перми Прикаспия является гидрохимический комплекс кунгурского возраста (соленосный комплекс). Мощные соленосные отложения имеют различный литологический состав. В западной части это в основном галиты, восточнее, в направлении Урала, развиты терригенные глинистые породы, переслаивающиеся с солью.

Надсолевой комплекс представлен отложениями верхней перми, триаса, мезозоя и кайнозоя. Широко развиты здесь верхнепермские отложения и триасовые мощностью до 650 м, сложенные красноцветными алевролитами. В основании данной толщи обычно залегает казанский ярус, несогласно перекрывающий галогенно-гипсовые отложения нижней перми. Заканчивается эта толща отложениями позднего триаса, которые в западной части в значительной степени размыты.

Нижнеюрских отложений на территории Западного Прикаспия нет. Начиная со средней юры, в разрезе синеклизы присутствует весь комплекс мезозойских и кайнозойских отложений. Характерной особенностью их являются частые и резкие колебания мощностей, что обусловлено непрекращавшимся ростом соляных куполов. Суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений без перми и триаса достигает 1500 м. В отличие от Воронежской антеклизы широко развит морской неоген-четвертичный комплекс, представленный в основном песчано-глинистыми осадками древнего Каспийского бассейна.

Прикаспийская синеклиза является типичной областью верхнепалеозойской солянокупольной тектоники. Тектоника же фундамента и подсолевого комплекса остается мало изученной. В пределах рассматриваемого района расположена юго-западная часть Прикаспийской синеклизы. С Воронежской антеклизой она сочленяется близмеридиональной системой вытянутых и относительно приподнятых блоков. Южная прибортовая часть Прикаспийской синеклизы осложнена горстообразными краевыми поднятиями (Успенская и др., 1967), западная группа которых — Астраханская — входит в рассматриваемую территорию. По данным геофизических исследований, здесь выделены: непосредственно западнее г. Астрахани субширотное собственно Астраханское поднятие, где фундамент воздымается до отметок минус 5—6 км, далее к запад-северо-западу Сайгачинское (до —7,5 км) и Батырмалинское (до —9 км); к северу от Сайгачинского поднятия на-

мечается глубоко погруженное (до —15 км) Солено-Займищенское поднятие фундамента.

Астраханскую группу краевых поднятий с севера окаймляет крупный прогиб, соответствующий наиболее глубоким частям Прикаспийской синеклизы, где фундамент погружен на 16—18 км. Аналогичный прогиб обрамляет западную прибортовую часть Прикаспийской синеклизы с востока.

Ростовский погребенный выступ, занимающий юго-восточную часть описываемой территории, является восточным погружением Украинского щита Восточно-Европейской платформы. Украинский щит стал покрываться платформенным чехлом в данном районе лишь с юрского, а в основном с мелового периода.

Миогеосинклинальные каменноугольные формации Донбасса, смятые в позднем палеозое в систему линейных складок, четко ограничивают Ростовский выступ допалеозойских пород (а следовательно, и данный участок Русской плиты) с севера. С востока и юга этот выступ ограничивается складчатым палеозоем, однако контур его здесь осложняется косыми и поперечными разрывами и менее ясен. Отметки фундамента в пределах Ростовского погребенного выступа изменяются от —405 м на своде в приустьевой части Дона до —550 м на западе, от —1200 м на севере и востоке и до —1600 м на юге. Сводовому строению поверхности фундамента соответствует сводовое же строение осадочного чехла (Ростовский свод). В строении последнего участвуют меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Меловая система, как и на всей Предкавказской территории, представлена двумя комплексами: терригенным, в основном нижнемелового возраста, и карбонатным, главным образом верхнемеловым. Нижнемеловые отложения в пределах Ростовского свода имеют сокращенные мощности и залегают на фундаменте несогласно. Палеогеновые отложения представлены в основном глауконитовыми песками и имеют также сокращенные мощности.

Эпигерцинская платформа, возникшая в результате консолидации территории, охваченной палеозойскими складчатостями, расположена к югу от Астраханского тектонического шва. В пределах описываемого района эта платформа представлена Скифской плитой и Донецким выступом палеозойского складчатого основания, отождествляемым с открытым Донбассом. Граница последнего проводится по изопахите 50 м платформенного чехла, сложенного верхним мелом и кайнозоем.

Скифская плита подразделяется на вал Карпинского и предкавказскую часть Скифской плиты, которая простирается на юг до альпийской складчатой системы Кавказа. Здесь, как и на Русской плите, выделяются крупные тектонические элементы по фундаменту и более мелкие по структурно-морфологическим особенностям чехла. Вал Карпинского соответствует восточному продолжению размытой и осложненной разрывами Донецкой складчатой системы, прикрытому платформенным чехлом, начинающимся на востоке среднеюрскими, а на западе нижнемеловыми отложениями. Региональный близмеридиональный разлом допалеозойского фундамента, обусловивший формирование Волгоградской ступени и сбросов восточного склона Сальского поперечного поднятия, отразился и на промежуточном участке, соответствующем валу Карпинского. Возникший здесь разрыв разделяет вал Карпинского на две части; западная из них называется Погруженным Донбассом.

Донецкий выступ и вал Карпинского в целом представляют собой крупную инверсионную (обращенную) эпигерцинскую тектоническую

структуру. Нередко нижние горизонты складчатого палеозоя образует протяженный грабен-синклиорий, ограниченный резко очерченными уступами сбросового типа (см. рис. 3), а породы его верхнего горизонта слагают уже размытый горст-антиклинорий, ограниченный надвигом. Общий подъем горст-антиклинория в мезозое и кайнозое, происходивший, несомненно, на фоне опускания всей Скифской плиты, привел к возникновению сложного валообразного поднятия размытой поверхности палеозойского фундамента и слоев платформенного чехла. Смена опусканий поднятиями обусловила также инверсию и разрывных тектонических форм. Инверсионные движения по Донецко-Астраханскому тектоническому шву и другим разломам отразились в верхних горизонтах палеозоя формированием продольных взбросов (Северодонецкого надвига, Главного и др.) с амплитудами до 1—2 км. Аналогичные тектонические движения по южным бортовым разломам привели к образованию системы Манычских надразломных прогибов.

В связи с малой продолжительностью перерыва между завершением формирования складчатой структуры палеозойского фундамента и началом образования платформенного чехла широкое развитие в пределах вала Карпинского получили унаследованные линейные тектонические структуры (системы поднятий, прогибов, разрывов) донецкого простирания. Вместе с тем на тектонической структуре вала Карпинского отразились и региональные поперечные поднятия и погружения, приведшие к формированию поперечных разрывов и ограниченных ими ступенеобразных блоков. Фундамент Скифской платформы слагается в основном отложениями карбона, в западной части сильно дислоцированными (складчатый Донбасс); на востоке структурные особенности каменноугольной толщи не выяснены.

Наиболее древними отложениями чехла Скифской плиты в пределах описываемой территории являются среднеюрские песчано-глинистые породы, распространенные только на юго-востоке. Юрские и более древние отложения трансгрессивно перекрываются песчано-глинистым комплексом нижнего мела, отсутствующего лишь на территории складчатого Донбасса и на отдельных участках Ростовского выступа. Верхнемеловые карбонатные слои, а также образования палеогена перекрывали всю Скифскую плиту, но в последующее время на территории складчатого Донбасса они были эродированы, поэтому здесь обнажены размытые складки фундамента. Неогеновые отложения занимают меньшие площади и приурочены к зонам прогибов.

Складчатый Донбасс протягивается вдоль южного края Воронежской антеклизы, примерно от г. Константиновки на Украине до железной дороги Сальск — Котельниково в Ростовской области. Он подразделяется на открытый Донбасс (Донецкий выступ) и Погруженный Донбасс. Последний по структурно-морфологическим особенностям рассматривается нами в составе вала Карпинского *. Преобладающими

* Несмотря на общее единство взглядов на геологическое строение и тектоническое районирование, соавторы имеют различную точку зрения по вопросу границ эпигерцинской платформы, глубине залегания кристаллического фундамента и о характере складчатости в восточной части Донецко-Каспийской тектонической зоны (вал Карпинского). По мнению Н. И. Погребнова, Ростовский выступ и складчатый Донбасс (Донецкий выступ) следует рассматривать в составе гетерогенной Скифско-Донецкой эпигерцинской платформы вследствие их значительной мобильности в палеозойский этап развития, что не свойственно элементам Русской плиты. Н. И. Погребнов также считает, что донецкий тип складчатости и фациальный состав отложений карбона в восточном направлении меняются. Типичное переслаивание пород Донбасса сменяется однообразной безугольной, аргиллитовой толщей, характерной для открытого бассейна. Глубина залегания кристаллических пород в области вала Карпинского не превышает 10 км, а складки карбона приобретают более пологий характер.

структурами в Донбассе являются линейные складки, вытянутые в юго-восточном направлении. Вся эта система складок сформировалась в конце палеозоя на месте Донецко-Каспийского прогиба, выполненного осадками карбона.

Открытый Донбасс возник в результате послепалеогеновых поднятий центральной части Донбасса. Здесь отложения платформенного чехла и значительная часть палеозойского основания были размыты, и на поверхность выступили складки, сложенные даже нижним карбоном.

По морфологии и размерам складок выделяются: на севере (между краем Воронежской антеклизы и типичными складками Донбасса) — зона складок переходного типа от платформенных изометрических к линейно вытянутым геосинклинальным, южнее — северная зона мелкой складчатости, а еще южнее — полоса относительно крупных складок и южная зона мелких складок (Попов, 1963).

Фундамент вала Карпинского сложен осадками палеозоя, преимущественно карбона, а платформенный чехол представлен почти полным комплексом мезозоя и кайнозоя. Мощность чехла колеблется от 800 м над наиболее приподнятой частью фундамента в районе с. Ремонтного до 3500 м в области наибольшего его погружения (станция Артезиан).

В пределах вала можно выделить ряд тектонических блоков, отличающихся главным образом по глубине залегания и характеру поверхности фундамента. Это блоки Погруженного Донбасса, Ремонтненско-Элистинский, Бузгинский и Промысловский. В восточной части складчатого Донбасса аналогичные площади угленосного карбона покрыты платформенным чехлом (мел, кайнозой) мощностью до 700—1000 м.

Блоки отделены друг от друга крупными нарушениями близмеридионального направления. Так, например, Ремонтненско-Элистинский блок отделен от Погруженного Донбасса Восточно-Сальским разломом. Между Бузгинским и Промысловским блоками проходит Комсомольский разлом.

В предкавказской части Скифской плиты выделяются три тектонические структуры: зона Манычских прогибов, Целинская седловина и Сальские поперечные поднятия.

Система Манычских прогибов протягивается относительно узкой полосой вдоль долин рек Тузлова, Маныча, нижнего течения Кумы, располагаясь над южным бортовым уступом палеозойского грабена. Они возникли в результате тектонических подвижек по этому уступу в мезозое и кайнозое. В результате северные крылья прогибов оказались наложенными на палеозойскую складчатую систему Донбасса и фундамент вала Карпинского, а южные на фундамент прилегающей предкавказской части Скифской плиты. Поперечные воздымания расчленяют систему на ряд частных прогибов: Западно-Манычский (Тузлов-Манычский), Центрально-Манычский (Гудилковский), Восточно-Манычский (Кумский).

В составе фундамента Манычских прогибов предположительно определены слои нижнепермского возраста. Образования верхней перми и триаса в зоне прогибов достоверно не установлены. Отложения, относимые к чехлу, состоят из юрских, меловых, палеогеновых и неоген-четвертичных пород, суммарная мощность которых в осевой части прогибов колеблется от 1500 и до 3000 м. Мощность юрских слоев здесь значительно меньше, чем в осевой части вала Карпинского.

Мощности меловых, палеогеновых и неоген-четвертичных отложений, за исключением верхнего мела и майкопской серии, в Манычских

прогибах сохраняются такими же, как и на валу Карпинского. Специфический состав и генезис имеют осадки неоген-четвертичного времени, они представлены переслаиванием морских и континентальных песков и глин.

Целинская седловина и Сальское поперечное поднятие являются северными окраинными тектоническими элементами Азово-Кубанской впадины и Ставропольского поднятия. Фундамент в пределах указанных структур сложен дислоцированными породами каменноугольного возраста, а чехол — меловыми, палеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями.

ДОПАЛЕОЗОИ (АРХЕИ И ПРОТЕРОЗОИ)

Допалеозойские образования рассматриваемой территории, слагающие платформенный фундамент, вскрыты многочисленными скважинами в пределах Азовского выступа Украинского щита и юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива (являющегося фундаментом Воронежской антеклизы). Основные черты стратиграфии, состава и металлоносности образований описаны в настоящем разделе по данным детального исследования керна скважин с использованием геофизических материалов.

В пределах Азовского выступа допалеозой впервые был вскрыт в 1897 г. скважиной в г. Таганроге на глубине 583,6 м. А. П. Карпинский (1939) установил, что порода из этой скважины представляет собой нечто среднее между эпидотовым гранито-гнейсом и лишенным сланцеватости амфиболитом.

Данные о сравнительно неглубоком залегании допалеозойских пород в районах городов Ростова-на-Дону, Батайска и на других участках Азовского выступа были получены в результате комплексных геофизических исследований, проведенных в 1929—1940 гг. в связи с изучением окраин Донбасса. В 1950—1954 гг. допалеозой был вскрыт скважинами в Ростове-на-Дону (на глубине 524 м), у станции Каяла (на глубине 624,1 м) и в с. Маргаритовке (на глубине 1158 м). В результате изучения пород фундамента Азовского выступа Л. А. Варданыч и А. Я. Дубинский (1959) разделили эти породы по возрасту на архейские граниты (Маргаритовская скважина), гранито-гнейсы (Ростовская скважина) и нижнепротерозойские роговообманко-эпидотовые гнейсы (Каяльская и Таганрогская скважины).

Значительный вклад в изучение допалеозойского фундамента Азовского выступа внесли М. Ф. Мирчинк и др. (1962). Они составили схематическую карту развития основных типов пород фундамента и выделили этапы тектонического развития Азовского выступа в допалеозое. Ими охарактеризованы типы пород, отнесенных к архею и протерозою, и подчеркнута связь между петрографическим составом пород и характером геофизических аномалий.

Первая работа по допалеозою юго-восточного склона Воронежского массива в пределах Волгоградской области принадлежит Н. Х. Платонову (1953а), который изучил допалеозойские породы в присводовой части названного склона по керну трех скважин (пробуренных в районе г. Новохоперска). Им были сделаны предварительные выводы о составе и возрасте допалеозойских гнейсов, гранитов и сланцев. Допалеозойские образования погруженной части юго-восточного склона Воронежского массива изучали М. М. Веселовская и П. А. Карпов (1958), М. М. Веселовская, В. В. Кирсанов (1962), Т. А. Лапинская (1962), М. М. Веселовская (1963).

В период 1960—1965 гг. изучением допалеозойского фундамента интересующей нас территории занимались И. Я. Баранов, В. В. Свиридов, В. А. Ефанова, К. Х. Зеленщикова, Г. И. Лебедько, М. В. Усков.

В работах И. Я. Баранова, В. В. Свиридова (1961), В. А. Ефано-

вой и К. Х. Зеленщиковой (1965) даны некоторые сведения по составу пород докембрия и сделаны предварительные выводы о возрасте пород на основании сопоставления выделенных типов пород с уже известными на других участках Восточно-Европейской платформы. Г. И. Лебедько и М. В. Усковым рассмотрены вопросы геологического строения докембрия, дана первая стратиграфическая схема с использованием определений абсолютного возраста, а также намечены перспективы металлоносности пород докембрия.

Стратиграфическая схема допалеозоя рассматриваемой территории (табл. 1) составлена с учетом геохронологической шкалы, приня-

Таблица 1

Стратиграфическая схема допалеозоя

| Стратиграфические подразделения по шкале 1964 г. | Азовский выступ | Юго-восточный склон Воронежского кристаллического массива |
|--|---|--|
| Верхний протерозой | | Слабометаморфизованные песчаники |
| Нижний протерозой | Филлитовидные и известковистые сланцы, кварциты, мраморизованные известняки, метаморфизованные песчаники (аналоги верхней свиты криворожской серии). Метаморфизованные эффузивы (аналоги метабазитовой серии Большого Кривого Рога) | Филлиты, иногда с графитом. Кварц-биотитовые и близкие к ним сланцы (аналоги верхней свиты курской серии). Амфиболовые сланцы и биотитовые микрогнейсы — аналоги михайловской серии Курской магнитной аномалии (КМА) |
| Архей | Гнейсовая серия (биотит-олигоклазовые гнейсы, часто с эпидотом и амфиболом, местами микроклинизированные) | Гнейсовая серия (амфиболовые и другие гнейсы, обычно гранитизированные) |

той в 1964 г. Комиссией по определению абсолютного возраста. При составлении этой схемы были использованы структурно-тектонические построения с учетом геофизических материалов (рис. 4), а также результаты определений абсолютного возраста (табл. 2).

В настоящем разделе рассматриваются в возрастной последовательности породы формаций, сформировавшихся в течение отдельных этапов развития допалеозойской геосинклинали (табл. 3). Допалеозойские суперкрупные образования можно расчленить на две группы: а) осадочные; б) ультраметаморфические и магматические.

Архейский гнейсовый комплекс, составляющий основу сводовой части Азовского выступа, объединяет нерасчлененные слабо изученные осадочные и магматические формации.

Нижнепротерозойские формации также разделяются на две группы. Первая включает формации доорогенного этапа развития геосинклинали (стадии преобладающего прогибания). В пределах рассматриваемой территории к этой группе относится спилито-кератофировая формация. Во вторую группу входят углисто-терригенная и лагунная формации, отвечающие второму этапу развития геосинклинали (орогенной и посторогенной стадиям).

Таблица 2

Абсолютный возраст пород допалеозоя, определенный калий-аргоновым методом по биотиту

| Место взятия образца | Характеристика породы | Возраст, млн. лет | Примечание |
|--|--------------------------|-------------------|--|
| Азовский выступ | | | |
| Скв. 6, к югу от г. Азова | Гнейс биотит-амфиболовый | 2105 ± 50 | Лаборатория абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР |
| Юго-восточный склон Воронежского кристаллического массива | | | |
| Скв. 29 | Кварц-биотитовый сланец | 1478 ± 20 | Лаборатория абсолютного возраста Центрально-Черноземной геолого-геофизической экспедиции г. Воронежа По М. М. Веселовской (1963) и Т. А. Лапинской (1962) |
| Скв. 143 | Кварц-слюдистый сланец | 1653 ± 20 | |
| Абрамовская площадь | Биотитовый сланец | 1600 | |
| Верховская площадь | То же | 1600 | |

Таблица 3

Стратиграфическая схема допалеозоя

| Эры | Стратиграфические подразделения | | Геосинклинальные этапы | Формации |
|------------|------------------------------------|--|------------------------|--|
| | Азовский выступ | Юго-восточный склон Воронежского массива | | |
| Протерозой | Криворожская серия (верхняя свита) | Курская серия (верхняя свита) | Раннепротерозойский | Углисто-терригенная и лагунная |
| | Метабазитовая серия | Михайловская серия метабазитов | | Спилито-кератофировая |
| Архей | Нерасчлененные серии гнейсов | Нерасчлененные серии гнейсов | Архейский | Осадочные и магматические формации. Мигматитовая формация (формируется на всех этапах) |

Азовский выступ

Архей. Гнейсовая серия и связанные с ней мигматиты слагают сводовую часть Азовского выступа. Гнейсы являются геосинклинальными образованиями с переменным составом, структурой и текстурой. Они большей частью гранитизированы и мигматизированы и в ряде случаев переходят в гранитоидные породы, что иногда прослеживается по керну скважин. Углы падения гнейсов на разных участках Азовского выступа различны: в сводовой части они сравнительно небольшие (до 45°), а на крыльях складок на склонах выступа увеличиваются до 65—70°. Ориентировка структур гнейсовой серии нередко отклоняется от преобладающей субширотной, что обусловлено, по-видимому, глыбово-складчатым строением архейского комплекса.

О мощности гнейсовой серии судить трудно, так как для этого недостаточно материалов (обычно гнейсы вскрыты редкими скважинами на глубину первых десятков метров). Однако, судя по большой площади распространения гнейсовой серии и учитывая данные о прости-

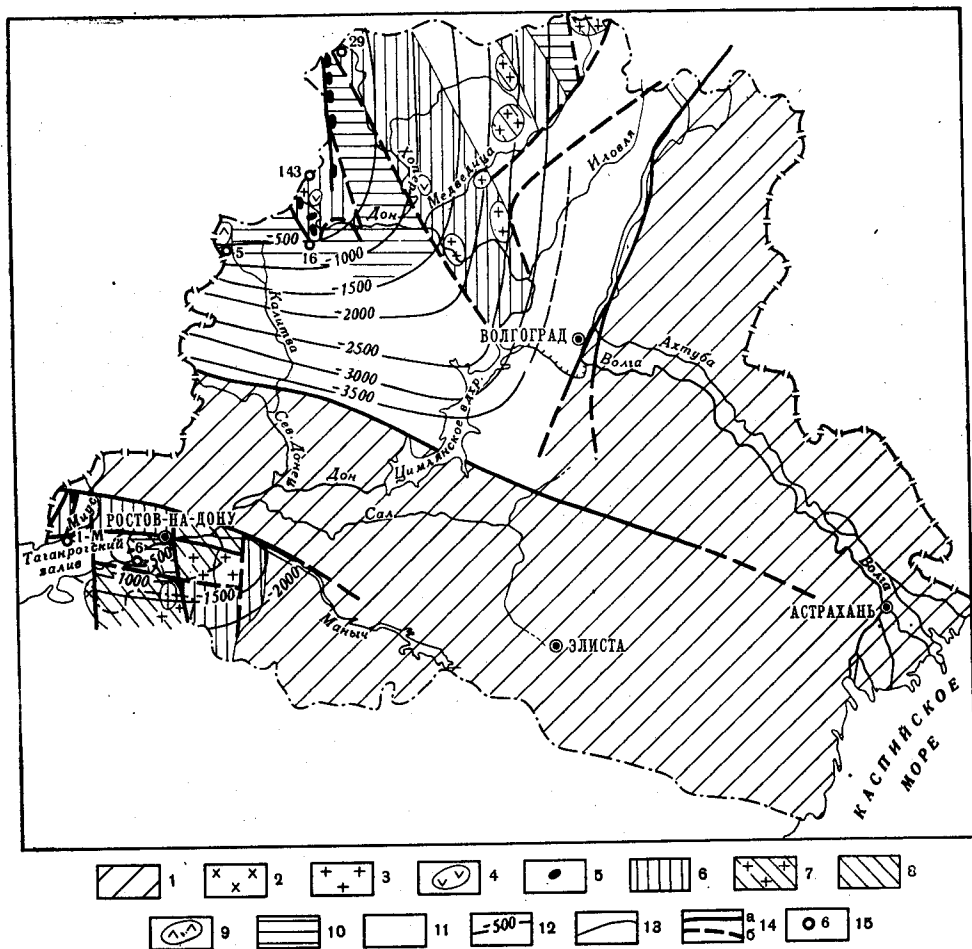


Рис. 4. Структурно-петрографическая карта допалеозоя (составили Г. И. Лебедев и М. В. Усков)

1 — палеозойские отложения, под которыми допалеозой не вскрыт; 2 — граниты верхнего протерозоя; 3 — то же, нижнего протерозоя; 4 — основные породы (преимущественно протерозойские); 5 — то же, нижнего протерозоя (по геофизическим данным); 6 — нижний протерозой нерасчлененный; 7 — граниты архея, микроклинизированные в протерозое; 8 — архейский плагиогранит-диоритовый комплекс; 9 — амфиболиты архея; 10 — архейский гнейсо-мигматитовый комплекс; 11 — допалеозой нерасчлененный; 12 — изогипсы допалеозойского фундамента; 13 — границы выделенных типов пород; 14 — тектонические нарушения и тектонически осложненные границы блоковых структур; установленные (а) и предполагаемые (б); 15 — скважина и ее номер

рани и падении крыльев складок, можно предполагать, что мощность гнейсовой серии достигает нескольких километров.

Абсолютный возраст гнейсов (по данным одного определения) равен 2105 ± 50 млн. лет (см. табл. 2). По М. Ф. Мирчинку и др. (1962), гнейсы относятся к нижнему архею и сопоставляются с днепровским комплексом Украины. Однако следует учитывать «омоложение» гнейсов в верхнем архее, которое четко отражается на величинах абсолютного возраста.

Описываемый ниже архейский гнейсовый комплекс объединяет нерасчлененные осадочные и магматические формации и может быть сопоставлен с обоянской гнейсовой серией КМА или с беломорской серией Карелии.

Биотит-плаггиоклазовые гнейсы вскрыты отдельными скважинами в сводовой части Азовского выступа (к югу и востоку от г. Азова). Макроскопически это — среднезернистая до мелкозернистой порода зеленовато-серого цвета, как правило, в значительной степени выветрелая. Текстура полосчатая, структура лепидогранобластовая, часто гранобластовая, катакластическая, на отдельных участках аплитовидная. В последнем случае появляются порфирировидные участки, сложенные полевыми шпатами и кварцем.

Главные минералы: плаггиоклаз (35—40%), кварц (30—35%), биотит (7—10%). Иногда к ним присоединяется калиевый полевой шпат (на участках интенсивной микроклинизации). Второстепенные минералы: мусковит, хлорит, карбонат, амфибол и эпидот (все вместе составляют 10—15%). Аксессуарные минералы представлены главным образом апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, реже пиритом и гематитом. В отдельных случаях наблюдается повышенное содержание апатита, сосредоточенного в зонах дробления. Здесь с ним ассоциирует биотит, иногда в виде мельчайших чешуек, залечивающих трещины. В таких зонах наблюдается также наиболее интенсивная микроклинизация. Все это свидетельствует о значительной измененности первичных пород под влиянием метасоматических процессов.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы вскрыты рядом скважин в центральной части Азовского выступа. Аналогичные глубокометаморфизованные породы были описаны А. П. Карпинским (1939) при изучении керна Таганрогской скважины. По внешнему облику данные образования представляют собой породы с отчетливой гнейсовидной текстурой и имеют темно-серый или серый цвет с розоватым и зеленоватым оттенками. В породах, вскрытых скважиной у станции Каяла, отмечается чередование полосок темно-серого и почти белого цвета, обусловленных значительным содержанием в темно-серых разностях цветных компонентов (биотита, амфибола, эпидота и хлорита).

Структура пород гранобластовая, а при высоком содержании биотита и хлорита — лепидобластовая, с размерами зерен 0,3—1 мм. Размеры отдельных пластинок биотита и зерен плаггиоклаза достигают иногда 2—2,5 мм.

Основными минералами в светлоокрашенных гнейсах являются кварц (30—35%) и плаггиоклаз (30—35%). В значительно меньших количествах присутствуют микроклин и биотит. В темно-серых разностях количество биотита достигает 10—15%, а роговой обманки 15%.

Эпидотовые гнейсы вскрыты южнее станции Каяла. Их отличительной чертой является широкое развитие эпидота. Макроскопически эти гнейсы представляют собой среднезернистую отчетливо полосчатую породу со своеобразной пестрой окраской. Последняя обусловлена сочетанием темных (с зеленым оттенком) участков, обогащенных биотитом, с контрастирующими по цвету розоватыми полевыми шпатами. Микроструктура гранобластовая и лепидогранобластовая, сочетающаяся с атакситовым сложением. Оно обусловлено неравномерным распределением в породе биотита, образующего скопления между таблитчатыми кристаллами плаггиоклаза, изометричными зернами этого же минерала и ксеноморфными участками, сложенными мелкозернистым кварцем.

Главные минералы: плаггиоклаз (35—40%), кварц (30—35%), эпидот (12—15%), биотит (7—10%), второстепенные — мусковит, хлорит,

аксессуарные — апатит, циркон, сфен, титаномагнетит и окислы железа, являющиеся продуктами разложения биотита по трещинам спайности.

Мигматитовая формация сложена в основном послойными мигматитами и гораздо реже тeneвыми, развитыми на тех же участках, что и послойные. Наиболее мощная толща мигматитов вскрыта скв. 6 (к югу от г. Азова) в интервале 386—432,2 м. Послойные мигматиты представляют собой тонкополосчатые породы, в которых отмечаются послойные обособления розового и розовато-серого цвета преимущественно кварц-полевошпатового состава, а также темно-серого материала субстрата, обогащенного цветными минералами. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Контакты между жилами и субстратом в большинстве случаев довольно четкие, линии контактов часто ровные.

Субстрат послойных мигматитов представлен измененными гнейсами. Структурные изменения гнейсов связаны с их перекристаллизацией и выражаются в нарушении первоначальной взаимно параллельной ориентировки цветных минералов, а также в укрупнении зерен плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Изменения в составе гнейсов отражены в замещении плагиоклаза микроклином и иногда мусковитом, а биотита и роговой обманки лейкократовыми минералами.

Структура пород гнейсового субстрата гранобластовая, текстура гнейсовидная. Главные минералы: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит; второстепенные — амфибол, эпидот, сфен, апатит, циркон, серицит и кальцит. Преобладает обычно плагиоклаз (52—75%), в редких случаях он уступает место микроклину (35%) и кварцу (65%). Содержание биотита во всех шлифах сравнительно устойчивое (5—7%). Иногда к биотиту присоединяется другой фемический компонент в виде отдельных зерен — амфибол. В составе жильных гранитоидов главные минералы — плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, мусковит; второстепенные — эпидот, циркон, апатит, сфен и магнетит.

Теневые мигматиты встречаются редко. В разрезе скв. 6 к тeneвым мигматитам отнесены породы, в которых почти исчезло различие между субстратом и инъецирующим материалом. Субстрат этих мигматитов фиксируется в виде реликтовых пятен или полос, более темных, чем вмещающая их гранитная масса. Микроскопическое изучение этих пород показало, что реликтовые пятна измененного субстрата и вмещающая их гранитная масса сходны по структуре и минеральному составу. Основная масса мигматитов имеет гранитный состав, реликтовые участки — гранодиоритовый. Минеральная и структурная характеристики такие же, как и у описанных выше послойных мигматитов.

Протерозой. Метабазитовая серия объединяет кристаллические сланцы, которые образовались в результате метаморфизма вулканогенных пород. Для указанных сланцев характерны большие углы падения (70—85°) и интенсивная дислоцированность. Простирание пород протерозоя определяется тем, что они облекают архейскую куполовидную структуру, и меняется от субмеридионального до субширотного. Мощность метабазитовой серии достигает, по-видимому, первых сотен метров. В целом описываемая серия отвечает начальному этапу развития геосинклинали (погружению, сопровождавшемуся интенсивным подводным вулканизмом).

Метабазитовая серия Азовского выступа, сложенная породами спилито-кератофировой формации, вполне сопоставима с приднепровской серией метабазитов. Украинского кристаллического массива. Ниже описаны основные разновидности пород рассматриваемой серии.

Кварц-биотит-хлоритовые сланцы встречены в скв. 23 (в районе станции Мечетинской). Макроскопически они представляют собой рас-

сланцованную мелкозернистую породу зеленовато-серого цвета. Структура бластопорфировая, лепидобластовая. Порфиробласты сложены кварцем и плагиоклазом типа альбит-олигоклаза. Размеры выделений (часто изометричных) достигают 1 мм. Основная масса, слагающая большую часть породы, весьма тонкозернистая и несет следы бластеза. Она состоит из кристаллов кварца (часто изометричной формы), плагиоклаза, хлорита, серицита и рудных зерен. Наблюдаются зоны трещин, залеченных агрегатным кальцитом. По рудным минералам развиваются окислы железа. Порфировые выделения плагиоклаза хлоритизированы и кальцитизированы. Первичной породой являлись, по-видимому, вулканогенные породы среднего состава.

Кварц-альбит-эпидот-хлоритовые кристаллические сланцы встречаются в скв. 24 вблизи станицы Мечетинской. По данным М. Ф. Мирчинка и др. (1962), эти породы являются глубокометаморфизованными эффузивами основного состава. Указанные сланцы представляют собой тонкослоистую породу с матовой поверхностью зеленовато-серого цвета и лепидогранобластовой структурой. Главными породообразующими минералами являются хлорит и кварц; альбит и эпидот имеют подчиненное значение. Хлорит образует удлиненные чешуйки величиной 0,1—0,2 мм. Кварц встречается в виде изометричных зерен с гранобластовой структурой и мозаичным погасанием; иногда наблюдаются удлиненные зерна, вытянутые вдоль плоскостей сланцеватости породы. Размеры зерен кварца колеблются в пределах 0,01—0,5 мм. Альбит образует зерна, внешне подобные кварцу, причем иногда встречаются полисинтетически сдвойникованные зерна. Кроме того, в породе отмечаются тонкие секущие прожилки и отдельные скопления кальцита. Из акцессорных и рудных присутствуют лейкоксен (в виде мельчайших крапленников) и значительно реже — пирит.

Известняково-сланцевая толща (аналог верхней свиты криворожской серии) сложена породами углисто-терригенной и лагунной формаций.

Совместно с образованиями спилито-кератофировой формации они выполняют синклинальные структуры, обрамляющие сводовую часть Азовского выступа. Простираение пород субмеридиональное, за исключением северной части Азовского выступа. Падение крыльев складок несколько более пологое (60—75°) по сравнению с падением пород metabазитовой серии. Общая мощность известняково-сланцевой толщи, судя по геофизическим материалам и данным бурения, достигает нескольких километров. Ниже описаны основные разновидности пород данной толщи.

Филлитовидные и известковистые сланцы, вскрытые южнее станции Каяла, представляют собой очень тонкослоистые породы бледно-зеленого цвета, чередующиеся с прослоями метаморфизованных полимиктовых песчаников. По данным М. Ф. Мирчинка и др. (1962), углы падения, судя по керну скв. К-4, достигают 60°. Под микроскопом устанавливается, что сланцам свойственна лепидогранобластовая структура, обусловленная ориентированным положением серицита и перекристаллизованных кварца и карбоната. Помимо кварца, серицита и карбоната в породе присутствуют в незначительных количествах плагиоклаз, хлорит и эпидот. Отмечаются также редкие зерна магнетита, пирита и циркона.

Кроме того, некоторые разности сланцев в значительной степени обогащены дистеном и турмалином. Значительный интерес представляет наличие в прослоях полимиктовых песчаников хорошо окатанных обломков порфиритов, подобных эффузивным образованиям, которые залегают в нижней части разреза metabазитовой серии.

Магнетитсодержащие кварц-хлорит-слюдистые кристаллические сланцы встречены севернее г. Ростова-на-Дону. Макроскопически они представляют собой мелкозернистую, плотную, тонкорассланцованную породу темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Текстура отчетливо сланцеватая, структура порфиробластовая, основная масса тонкозернистая.

Порфиробласты имеют веретеновидную форму и представлены чаще всего агрегатами зерен альбит-олигоклаза, кварца, кальцита и магнетита. Основная масса состоит из мелкозернистого кварца, полевых шпатов, кальцита, хлорита типа пеннина, серицита, лейкоксена и магнетита. Хлорит наблюдается в виде чешуек и пластинок размером 0,1—0,5 мм. В ряде случаев хлорит развивается по биотиту. Нередко отдельные участки породы интенсивно ожелезняются. Окислы железа проникают вдоль плоскостей сланцеватости и пропитывают карбонатный материал, окрашивая его в желтовато-бурый цвет. В межзерновых швах развивается гематит. Магнетит, отличающийся совершенным идиоморфизмом (в порфиробластах), образует кристаллы величиной 0,3—0,7 мм, иногда до 1,5 см. Содержание магнетита в некоторых шлифах достигает 10—10,5%.

Кварциты встречены вблизи станции Синявская. Макроскопически это — плотная массивная порода темно-серого цвета, состоящая в основном из кварца, представленного двумя разновидностями: сравнительно крупными ксеноморфными зернами (0,3—0,5 мм) с мозаичным угасанием и мелкими (0,01—0,05 мм) изометричными зернами с нормальным, реже волнистым угасанием. Плаггиоклаз встречается редко и имеет вид реликтовых таблитчатых зерен размером 0,2—0,4 мм, обычно серицитизированных и слабо карбонатизированных, изредка содержащих антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат также образует единичные зерна размером 0,3—0,4 мм. Биотит встречается в виде продолговатых пластинок, иногда замещенных мусковитом, который встречается в участках интенсивного изменения породы (как правило, в межзерновых швах кристаллов кварца) и содержит единичные включения циркона, апатита, а также рудных минералов.

Мраморизованные известняки, вскрытые севернее г. Таганрога, характеризуются массивным, крупнокристаллическим равномернозернистым строением. Структура гранобластовая, мраморовидная. Кальцит, играющий основную роль в породе, образует изометричные кристаллы с прямыми очертаниями. Отмечаются типичные полисинтетические двойники и ромбоэдрическая спайность. Присутствие рассеянного графита обуславливает серую окраску породы. Следует отметить, что графит имеется не только в рассеянном виде: он локализован в значительном количестве в зонах трещин. В последних содержится также пирит, который ассоциирует с прожилковым кварцем. Кварц и мусковит содержатся в незначительных количествах и в основной (кальцитовой) массе породы.

Юго-восточный склон Воронежского кристаллического массива

Архей. Архейский гнейсовый комплекс, по данным Л. А. Варданянца (1960), Т. А. Лапинской (1962), М. М. Веселовской (1963) и широко развит в восточных районах Восточно-Европейской платформы. Здесь выделяются блоковые поднятия, сложенные гнейсами архея и занимающие сравнительно большие площади. В пределах расположенного в восточной части изученной территории Волгоградского право-

бережья М. М. Веселовская (1963) обнаружила гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы. Архейские гнейсы выявлены и на севере Ростовской области.

Углы падения в гнейсах колеблются в пределах от 65—80 до 90°. О мощности гнейсовой серии судить трудно из-за недостатка материалов. По-видимому, как и в пределах Азовского выступа, мощность ее достигает нескольких километров. Гнейсы в большинстве случаев гранитизированы и обнаруживают иногда тесную связь с гранитоидными породами. Когда в последних удается различить породы гнейсового субстрата и инъецирующий материал, гранитоиды рассматриваются как мигматиты. Мигматиты вскрыты скв. 16 и 5 (см. рис. 4) и представлены двумя типами (послойными и тeneвыми), чередующимися в разрезе.

Гранат-биотитовые гнейсы — это темно-серые разномзернистые породы с полосчатой текстурой. Наблюдается чередование полос, обогащенных андезином, кварцем, гранатом и микроклином, а также более темными минералами (в основном биотитом). Структура нематобластовая и гранобластовая. Гранат идиоморфный, реже ксеноморфный, обычно переполнен вростками кварца и биотита. Изредка в породе отмечается амфибол.

Амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы встречены в пределах погруженной части юго-восточного склона Воронежского массива. Внешне это очень плотные крупнозернистые и среднезернистые зеленовато-серые гнейсовидные породы с размерами зерен 2—5 мм. В составе пород основную роль играют плагиоклаз, амфибол, кварц и биотит. Вторичные минералы представлены карбонатом и хлоритом, акцессорные — сфеном, апатитом и магнетитом. Структура пород лепидогранобластовая. В богатых амфиболом разностях иногда присутствует пироксен (диопсид).

Мигматиты представляют собой зоны тонкого переслаивания биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов с сильно микроклинизированными разностями этих же пород и послойно внедрившимися лейкократовыми и пегматоидными гранитами, а также с микроклиновыми и кварцевыми жилами мощностью 0,2—0,5 м. Помимо этого, отмечаются тeneвые мигматиты, постепенно переходящие в граниты с тeneвыми структурами. В тeneвых мигматитах различие между субстратом и жильным материалом почти исчезает. Субстрат этих пород выделяется на фоне светлого гранитного вещества в виде реликтовых более темных (тeneвых) полос и пятен.

Субстрат послойных мигматитов характеризуется гранобластовой структурой. Перекристаллизация выражается в нарушении взаимно-параллельной ориентировки цветных минералов, а также в укрупнении зерен плагиоклаза, роговой обманки и биотита.

Для гнейсового субстрата характерны также изменения минерального состава, выраженные в замещении плагиоклаза микроклином и иногда мусковитом, а биотита и роговой обманки — лейкократовыми минералами. Микроклино развивается как в основной массе породы (в виде мелких зерен), так и в форме порфиробластов различных размеров. Для всех минералов характерны неровные бухтообразные очертания зерен, что наряду с отчетливо выраженными процессами замещения свидетельствует о метасоматическом генезисе породы.

Инъецированный гранитный материал послойных мигматитов представлен розовыми и розовато-серыми аплито-пегматоидными гранитами. Последние характеризуются метасоматическими структурами. Главными минералами в составе жильных аплито-пегматоидных пород являются микроклино, плагиоклаз (олигоклаз), кварц. Акцессорные ми-

нералы редки и представлены цирконом и апатитом. Микроклин, как и в субстрате мигматитов, относится к более поздней генерации, чем плагиоклаз, и отчетливо замещает его. В темных мигматитах реликтовые пятна и полосы измененного субстрата, а также гранитоидная масса весьма сходны по минеральному составу и структуре. Для микроструктур этих мигматитов характерны все те признаки метасоматического роста и метасоматического замещения минералов, которые были отмечены выше, при описании последних мигматитов.

Протерозой. Метабазитовая серия представлена микрогнейсами и амфиболовыми гнейсовидными сланцами, являющимися аналогами михайловской серии КМА. Углы падения пород этой серии достигают 70°. Простирание пород совпадает с общим северо-западным простиранием синклинальных структур.

Биотитовые микрогнейсы вскрыты в северной части описываемого района (см. рис. 4). Для них характерны мелкозернистость и гранобластовая структура. Основными минералами биотитовых микрогнейсов являются плагиоклаз (25—60%), иногда с антипертитовыми вросками; кварц двух генераций (30—70%), микроклин в виде ксеноморфных зерен (содержание микроклина колеблется очень резко: от 5 до 50%). В единичных случаях отмечается амфибол.

Амфиболовые сланцы развиты на востоке рассматриваемого района. Структура этих пород лепидогранобластовая. Сланцы содержат плагиоклаз (25%), амфибол (до 10%), бурый биотит (около 10%), микроклин (до 35%), кварц, представленный изометричными зернами (15%). Зерна плагиоклаза часто без двойников серицитизированы. Реже отмечаются эпидот, ортит, апатит и гематит.

Углисто-терригенная формация объединяет песчано-сланцевые породы мелко- и среднезернистые, темно-серые или серые. В некоторых случаях указанные породы имеют грубополосчатую текстуру, обусловленную чередованием прослоев, которые отличаются окраской, зернистостью, количественным соотношением главных минералов и некоторыми другими особенностями (в частности, наличием или отсутствием пльчатости). Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких метров до первых десятков метров, литологически они представлены обычно кварц-биотитовыми, кварц-слюдистыми и кварц-хлорит-слюдистыми разновидностями пород. Иногда в филлитовидных кварц-слюдистых и кварц-хлорит-слюдистых сланцах присутствует тонкорассеянный графит. Плагиоклаз характерен для кварц-слюдистых разновидностей. Последние распространены шире, чем другие типы песчано-сланцевых пород. В кварц-слюдистых разновидностях наблюдаются многочисленные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки, сопровождаемые пленочным пиритом, который приурочен к плоскостям сланцеватости и крутопадающим трещинам скола. В отдельных случаях сланцы метаморфизованы на контактах и под влиянием гранитов превращены в роговики.

Кристаллические сланцы описываемой формации простираются в северо-западном направлении и слагают значительные по размерам синклинальные структуры (см. рис. 4). Углы падения сланцев составляют 65—85°. Мощность пород данной формации достигает, по видимому, нескольких километров. Абсолютный возраст кристаллических сланцев нижнего протерозоя колеблется от 1653 до 1478 млн. лет (см. табл. 2).

Кварц-биотитовые сланцы встречены вблизи г. Новохоперска и южнее г. Фролово. Макроскопически это темно-серые плотные породы с микролепидобластовой и лепидобластовой структурой. Основную роль в породе играют биотит и кварц. Первый образует удлиненные

пластинки, плеохроирующие в желтовато-бурых тонах. Кварц представлен перекристаллизованными кластическими зернами. Плаггиоклаза очень мало, двойниковых кристаллов обычно нет. Микроклин образует крупные изометричные ксеноморфные зерна с пятнистым угасанием. Часто этот минерал содержит вросстки кварца и биотита, а также облекает их крупные зерна, что свидетельствует о более раннем формировании последних, по сравнению с микроклином. В кварц-биотитовых сланцах присутствуют также мусковит, тонкорассеянное углистое вещество, апатит, циркон и пирит. Иногда в описываемых сланцах наблюдается значительное количество цоизита (до 15%) в виде зерен неправильной формы, вытянутых вдоль плоскостей сланцеватости.

Кварц-слюдистые кристаллические сланцы представляют собой полосчатую, реже слабо плейчатую темно-серую породу с четко выраженной сланцеватостью. В сланцах наблюдаются пленочные выделения пирита (приуроченные к плоскостям сланцеватости и крутопадающим трещинам скола), маломощные (до 2—3 см) кварцевые прожилки, а также жильные тела гранитного состава, иногда в виде пегматоидных крупнозернистых разностей. Как сланцы, так и приуроченные к ним кварцевые и гранитные выделения пронизаны тонкими (от 1 до 3 мм) прожилками кальцита. Структура сланцев лепидобластовая, иногда лепидогранобластовая, а вблизи контактов с гранитами гранобластовая. Главные минералы: биотит (30—35%), плаггиоклаз (10—15%), кварц (15—20%), мусковит (20—25%); второстепенные — хлорит, кальцит; акцессорные — турмалин, апатит, циркон, рутил, сфен, пирит, магнетит, гематит.

Филлитовидные кварц-слюдистые сланцы вскрыты южнее станицы Казанской. Макроскопически это серые или темно-серые породы тонкозернистого сложения, с отчетливо выраженной сланцеватостью. Структура лепидогранобластовая, с элементами бластокатаклаза и милонитизации. Отдельные прослои сланцев весьма интенсивно катаклазированы, и в них наблюдается тонкая сеть серицит-карбонатных прожилков, заполняющих катакластические трещины. Минеральный состав сланцев сравнительно однообразен: кварц, биотит, часто в заметных количествах мусковит. Из второстепенных минералов следует отметить серицит, хлорит, карбонат и плаггиоклаз, среди акцессорных всегда присутствуют апатит, циркон, турмалин, а в единичных случаях графит, сфен, лейкоксен и рутил. Рудные минералы представлены пирротинном, пиритом и магнетитом. Количественные соотношения минералов относительно стабильны: кварц 34—41%, плаггиоклаз 15—20%, биотит 24—33%, хлорит 10—15%, мусковит 8—14%, акцессорные и рудные в сумме около 1—1,5%.

Форма зерен кварца и плаггиоклаза близка к изометричной, неправильна, а иногда линзовидна; размер 0,2—0,45 мм. Крупным зернам кварца свойственно волнистое или облачное угасание, а иногда грануляция краев. Зерна плаггиоклаза обычно слабо серицитизированы, двойниковое строение в большинстве случаев выражено нечетко. Характерно отсутствие в зернах плаггиоклаза включений минералов основной массы, за исключением округлых зерен и закономерных вростков кварца. Границы срастания зерен плаггиоклаза с кварцем и биотитом неровные. Состав плаггиоклаза в различных прослоях варьирует в небольших пределах: от 20 до 32% Ап. Уплощенные кристаллы биотита в целом параллельны плоскостям сланцеватости. Цвет биотита буро-коричневый до красно-бурого по *Ng* и светло-желтый по *Np*. Мусковиту свойственна форма мелких лейст, равномерно распределенных в породе; отчетливо видно, что этот минерал замещает биотит.

Среди основной массы описываемых сланцев в зонах их контактов с гранитами встречаются прослой плотных ороговикованных мелкозернистых полевошпато-кварцевых сланцев с повышенным содержанием кварца (до 50%). Структура ороговикованных сланцев гранобластовая. В их составе отмечаются кварц, плагиоклаз, биотит и хлорит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном (лейкоксеном), рутилом и рудными образованиями. Зерна кварца обычно имеют неправильную форму, при этом иногда изометричную, и волнистое угасание. Плагиоклаз (олигоклаз), как правило, несдвойникован и присутствует в виде ксеноморфно-таблитчатых, а также линзовидных выделений. Наличие несдвойникованных плагиоклазов, по мнению В. Н. Лодочникова (1927) и М. М. Веселовской (1963), является характерным признаком докембрийских парапород*. Вторичные изменения (серицитизация и хлоритизация) иногда приводят к полному разложению плагиоклазов.

Верхний протерозой. К образованиям этого этапа, являющегося платформенным, относятся песчаники слабометаморфизованные и пологозалегающие (под углами 15—20°). Они перекрывают с угловым несогласием кристаллические сланцы нижнего протерозоя. В толще песчаников перемежаются серые кварц-биотитовые разности (встречаются чаще) и зеленовато-серые кварц-хлоритовые. В основании толщи залегают зеленовато-серые кварц-гидрослюдистые песчаники. Основные минералы песчаников — кварц и биотит, второстепенные — хлорит, гранат, мусковит, каолинит и гидрослюды, акцессорные — апатит, циркон, буровато-зеленый турмалин, рутил, пирит, магнетит и гематит.

Перспективы металлоносности

В архейских гнейсах и гранитоидах не обнаружено повышенных концентраций рудообразующих минералов. Наблюдаемые здесь циркон, апатит и монацит являются акцессорными. Однако в рыхлой зоне коры выветривания Азовского выступа, вскрытой скв. 6, тяжелые фракции включают повышенные количества циркона и рутила. Повышенное содержание циркона отмечается также и в коре выветривания протерозойских гранитоидов.

В пределах Воронежской антеклизы на рассматриваемой территории архейский комплекс вскрыт единичными скважинами, в которых также не зафиксировано повышенных концентраций рудообразующих минералов.

В кристаллических сланцах юго-востока Воронежской антеклизы наблюдаются иногда значительные (до 10—15% объема породы) скопления пирита с примесью пирротина. В сульфидных зонах в отдельных случаях зафиксированы повышенные содержания золота (десятые доли грамма на тонну) и серебра (несколько граммов на тонну). В незначительных количествах зафиксированы халькопирит, сфалерит и галенит.

Состав сульфидов и содержание благородных металлов в рудопроявлениях, приуроченных к кристаллическим сланцам, находятся в тесной зависимости от региональной метаморфической зональности прогрессивного этапа метаморфизма. Повышенные содержания золота и серебра отмечаются лишь в породах фракции зеленых сланцев, где

* Отсутствие полисинтетического двойникования у плагиоклазов часто встречается при метасоматической альбитизации древних пород в условиях почти платформенного режима. — *Прим. ред.*

сульфиды представлены в основном пиритом. В первую очередь это тонкозернистые мусковит-хлоритовые и биотит-хлоритовые кристаллические сланцы, которые одновременно содержат как тонкорассеянный пирит, так и углистое вещество.

Кора выветривания допалеозойских пород распространена повсеместно, вскрыта рядом скважин в пределах Азовского выступа и юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива, но исследована в общем слабо. Это объясняется плохим выносом керна и отчасти отсутствием специальных работ по ее исследованию. Однако в разрезах некоторых скважин (как Азовского выступа, так и Воронежского массива) кора выветривания изучена более или менее детально. По данным В. И. Джумайло, в разрезе коры Азовского выступа выделяются следующие вертикальные зоны (снизу вверх):

- 1) кристаллические породы, слабо измененные процессами выветривания;
- 2) зона выветрелых пород с сохранившимися первичными структурами минералов;
- 3) зона обохренных каолинитовых, а местами каолинит-гидрослюдистых рыхлых бесструктурных образований.

На тех площадях, где выветривались кристаллические сланцы или амфиболиты нижнего протерозоя, верхняя из трех указанных зон содержит свободный глинозем в виде гидраргиллита. Напротив, если выветриванию подвергались гранитоиды, то свободный глинозем в коре обычно отсутствует. Исключение представляют гранитоиды на некоторых участках, расположенных вблизи зон распространения кристаллических сланцев. Кора выветривания гранитоидов на таких участках содержит примесь гидраргиллита и несет следы переотложения. Это дает основание полагать, что в таких случаях бокситоносные породы представляют собой продукты переотложения латеритной коры выветривания, сформировавшейся на протерозойских сланцах.

Мощность коры выветривания в пределах Азовского выступа колеблется от 1 до 30 м, установленная глубина залегания меняется от 386 до 1200 м и более.

На юго-восточном склоне Воронежского массива кора выветривания распространена также широко и вскрыта на глубинах от 212 до 381 м. Основной комплекс глинистых минералов, образовавшихся в результате выветривания гранитоидов, по данным И. А. Шамрая, является гидрослюдисто-монтмориллонитовым. Химические анализы глинистой массы показали невысокие содержания Al_2O_3 (от 16 до 31%, при содержании SiO_2 соответственно от 66 до 40%). Кора выветривания гранитоидов относится большей частью к структурному типу.

Приуроченность каолинитовых пород с гидраргиллитом к кристаллическим сланцам нижнего протерозоя характерна для Воронежского массива еще больше, чем для Азовского выступа. Так, в пределах рассматриваемой части массива вскрыты конкреции оолитов, залегающие на кристаллических сланцах и состоящие в основном из гётита и лимонита. Однако в этих образованиях термическими и рентгенометрическими анализами выявлен и свободный глинозем (гидраргиллит). Содержание окиси алюминия колеблется в пределах от 17 до 21%, кремнезема от 15 до 37%, окислов железа от 29 до 46%; кремневый модуль достигает 1,4. Глинистый материал коры выветривания состоит в основном из каолина и гидрослюда.

Интересна кора выветривания основных пород, вскрытая к югу от скв. 143 (см. рис. 4). По данным анализа рыхлых ожелезненных продуктов коры выветривания оливинового габбро, содержание кремнекислоты колеблется от 28 до 59%, глинозема от 18 до 28%, окислов

железа от 17 до 40%. Основной минерал коры — монтмориллонит, причем ему сопутствует примесь гидрогетита. Верхняя часть коры выветривания мощностью около 2 м сложена железистым аллитом, в состав которого входит свободный глинозем (гидраргиллит), четко устанавливаемый по термограммам. Мощность коры выветривания габбро-диоритов равна 18 м. В нижней части здесь залегают выветрелые разности габбро-диоритов, которые постепенно переходят в структурную кору выветривания, сменяющуюся в свою очередь рыхлыми бесструктурными продуктами выветривания. Результаты термических исследований указывают, что основными глинистыми минералами, образующимися при выветривании габбро-диоритов, являются монтмориллонит и хлорит.

В пределах юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива, как и на Азовском выступе, вертикальный разрез коры выветривания состоит из нескольких зон (описанных выше).

В заключение необходимо отметить, что кора выветривания кристаллических сланцев нижнего протерозоя, содержащая гидраргиллит, является перспективной в отношении бокситоносности.

ПАЛЕЗОИ

ДОЖИВЕТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕУСТАНОВЛЕННОГО ВОЗРАСТА

В районе Доно-Медведицких дислокаций, Приволжской моноклинали и в восточных районах Хоперской моноклинали (Ивановская площадь) непосредственно на докембрийском фундаменте залегают фаунистически немые, плохо отсортированные терригенные образования максимальной мощностью 232 м. Эта толща расположена в разрезе ниже достоверно девонских пород, относимых к морсовским слоям нарвовского горизонта. В зависимости от преобладающего цвета указанные образования именуются или красноцветной толщей или толщей сероцветных песчаников.

Красноцветная толща (Карпов, 1959б) развита в узком Ивановском погребенном прогибе, расположенном на границе Хоперской моноклинали и Терсинской впадины. Наиболее полный разрез (мощностью 232 м) вскрыт скважиной на Ивановской площади (рис. 5). Указанная толща представлена здесь красно-бурыми аргиллитами с прослоями крупнозернистых аркозовых, полевошпато-кварцевых песчаников и гравелитов такого же или серого цвета. Среди аргиллитов встречен тонкий (2 см) прослой микрозернистого серого доломита, разбитого многочисленными тонкими трещинками, выполненными кальцитом. Минералогический анализ полевошпато-кварцевых пород показал высокое содержание полевых шпатов (40%) в легкой фракции, а в тяжелой — значительное количество рудного минерала (64%) и хлорита (9%).

Фактический материал не позволяет сделать однозначного вывода о возрасте рассматриваемых отложений. По литологическому составу и внешнему облику эти породы напоминают казанлинскую свиту Саратовской области, относимую на основании находок *Porolepis* sp. к нижнему или среднему девону.

В разрезе скважин Ивановской площади И. К. Чепиковой определены микроскопические остатки флоры *Sputosata prima* Naum., *Leiominuscula minuta* Naum., *Lophominuscula orbillata* Naum., которые в разрезах Башкирии встречаются в рифейских отложениях совместно с другими формами. Кроме того, здесь найдены формы из

группы *Rifenites* Naum. (*Rifeniata brachyloba* Naum., *R. longiloba* Naum., *R. prolata* Tschep., *Mammilata porifera* Naum. и др.).

Толща сероцветных песчаников развита в пределах Доно-Медведицкого вала и на юге Приволжской моноклинали. В районе Приволжской моноклинали в нижней части толщи присутствуют аркозовые:

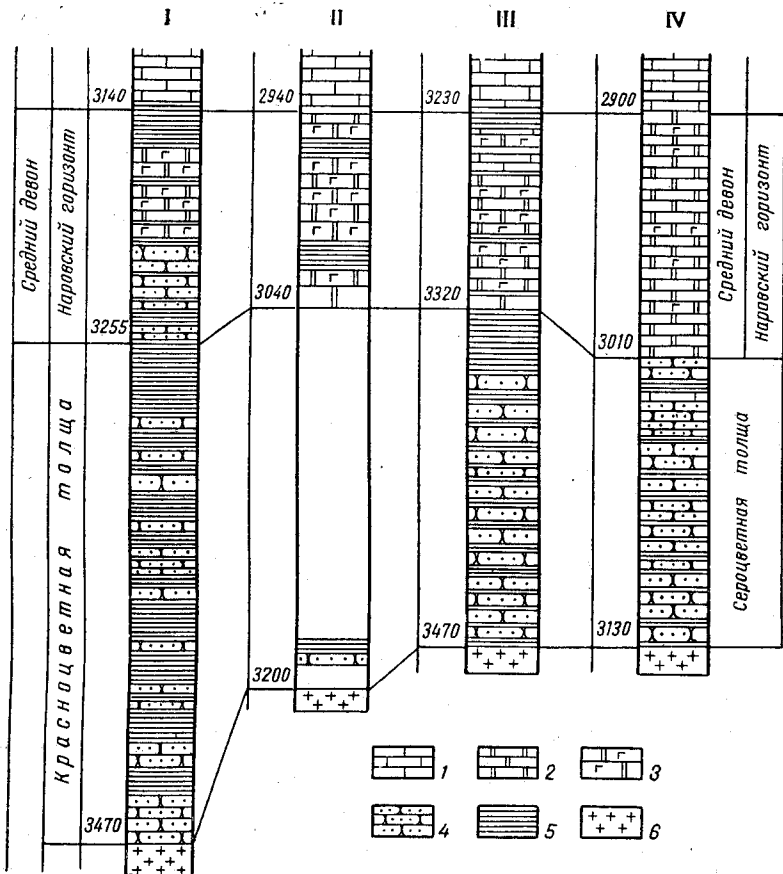


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов красноцветных и сероцветных отложений

Скважины: I — Ивановская 6; II — Петрушинская 7; III — Кудиновская 8; IV — Панинская 74

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — доломиты ангидритовые; 4 — песчаники; 5 — аргиллиты; 6 — породы фундамента

гравелиты и песчаники с прослойками неоднородно мелкозернистых песчаников и песчаных аргиллитов. Окраска пород серая, реже пестрая с бурыми разводами. Гравелиты и песчаники сложены крупными обломками полевых шпатов (преимущественно микроклином, а также кислыми плагиоклазами), обломками кварцита, зернами кварца, крупными листочками слюды. Обращает на себя внимание свежесть полевых шпатов, часто сохраняющих даже первичный блеск на изломе по спайности.

Первичным цементом большей части песчаников является глина, по-видимому, гидрослюдистого состава. На отдельных участках цемент представлен каолинитом, определенным по показателю преломления и агрегатному строению вермикулитоподобных отростков. Встречается

кальцитовый цемент пойкилитового типа, а иногда — включения ангидрита. Из числа катагенетических минералов широко развиты кварц, полевой шпат и серицит (Карпов, 1964).

Верхняя часть толщи представлена мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами с прослоями песчано-алевритовых пород, имеющих тонкие трещинки, выполненные кальцитом. Основная масса кластического материала песчаных и алевритовых фракций состоит из кварца. Плагноклаз и микроклин встречаются в подчиненном количестве.

Кроме описанных выше пород здесь наблюдаются песчаные крупнозернистые доломиты, приуроченные к верхней части разреза. Мощность толщи сероцветных песчаников в пределах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали выдерживается примерно около 120 м. Судя по электрокаротажным данным и отдельным образцам керна, литологический состав также меняется незначительно.

Терригенные отложения, подобные вышеописанным, были вскрыты и на Хоперской моноклинали, однако они имеют здесь незначительную мощность (5—10 м) и рассматриваются как базальные образования морсовской толщи. Толща сероцветных песчаников распространяется и к юго-востоку от Доно-Медведицких дислокаций, где она представлена типичными для нее плохо отсортированными песчанстыми аргиллитами и глинистыми песчаниками.

Возраст толщи сероцветных песчаников точно не установлен. При первых попытках его определения обратили внимание на высокую плотность пород (Карпов, 1959а). Были замечены также значительные катагенетические изменения в песчаных породах (Карпов, 1964). Так, характерной особенностью глинистого цемента всех песчаников толщи является высокая степень его раскристаллизации. Глина в скрещенных николях имеет серицитоподобное строение, светопреломление выше, чем у кварца, тона интерференции светло-желтые. Серицитизацией затронут и каолинит. В прослоях и участках, лишенных глинистого цемента, широко развиты вторичный кварц и полевой шпат. Преобладают выпукло-вогнутые контакты с глубоким внедрением одних зерен кварца в другие. В шлифах иногда заметны две фазы образования полевых шпатов с отчетливо обособленными каемками последних вокруг обломочных зерен микроклина.

Подобные явления позднего катагенеза близко напоминают катагенетические процессы, описанные А. В. Копелиовичем для могилевской свиты, В. Д. Шутовым, М. М. Веселовской, З. П. Ивановой и А. А. Клевцовой (1962) для рифейских отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы. Учитывая высокую стадию катагенеза рассматриваемых пород, можно было бы предположить, что их возраст — более древний, чем девонский (Карпов, 1964). Об этом свидетельствуют и микрофлористические остатки, определенные И. К. Чепиковой в южной части Доно-Медведицкого вала. Они аналогичны остаткам, встреченным ею в рифейских отложениях Башкирии, и состоят из мелких форм с сетчатоячейистой поверхностью, относящихся к группе *Sputosata* Naum., а также из мелких гладких форм, образующих скопление *Promotassulina minutissima* Naum., *Margomassulina minor* Naum., и, кроме того, из форм проблематичной группы *Rifenites* Naum.

Вместе с тем постепенность перехода сероцветных пород в типично морсовские, отмеченная в этом районе, может свидетельствовать о близком возрасте тех и других отложений. Об этом же говорит сходство минерального состава толщи сероцветных песчаников и фаунистически доказанных морсовских отложений. В тяжелой фракции тех и других пород преобладает турмалин (45%). Таким образом, ряд

косвенных признаков свидетельствует о том, что толща сероцветных песчаников может иметь и девонский возраст. Даже находки микроскопических остатков растений рифейского облика могут не противоречить предположению о девонском возрасте тех и других отложений, так как такие же остатки микрофлоры (устное сообщение И. К. Чепиковой) •встречены в Казанлинском разрезе выше остатков девонских рыб.

Серицитизация глинистого цемента песчаников рассматриваемой толщи, поднятых с глубин (3000—3200 м), на которых в девонских песчаниках образования серицита не отмечено, также не может являться достоверным признаком.

Соотношение красноцветных и сероцветных отложений можно было бы проследить в районе, расположенном на стыке Ивановского палеопрогиба и Доно-Медведицкой палеовпадины. К сожалению, здесь при мощности 170 м керн отобран всего лишь в одном интервале (3188—3190 м), сложенном красно-бурыми песчано-алевритовыми аргиллитами и песчаными среднезернистыми доломитами. По цвету пород описанные отложения не отличимы от красноцветов. Если руководствоваться этими литологическими признаками, а также положением в разрезе (они залегают на породах фундамента, а покрываются морскими отложениями), можно предположить разновозрастность красноцветов и сероцветов, ибо красноцветные отложения встречены и к востоку, среди сероцветных пород, где они представлены вишнево-красными аргиллитами и крупнозернистыми песчаниками.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения широко распространены на восточном склоне Воронежской антеклизы. О наличии их на остальной части описываемой территории можно говорить лишь предположительно. Так, в Прикаспийской синеклизе А. Н. Семихатов обнаружил в 1929 г. в карьерах возле озер Баскунчак и Эльтон глыбы плотного известняка с девонской фауной (*Spirifer archiaci* Murch., *Rhynchonella livonica* Buch, *Athyris concentrica* Buch), что интерпретируется двояко. Первооткрыватель (А. Н. Семихатов) на основании того факта, что рядом с девонскими обломками были обнаружены куски пород фундамента, пришел к выводу о чуждом, ледниковом, происхождении тех и других. Д. В. Наливкин высказывает другое мнение. Находки указанных, а также верхнефранских пород он связывает с выносом последних девонской солью, развитой, по его мнению, и в Прикаспийской синеклизе. О распространении девона в пределах Прикаспийской синеклизы в некоторой степени свидетельствует смена мелководных отложений глубоководными в восточном направлении — в сторону осевой части синеклизы (Карпов, 1959а).

О девонских отложениях Скифской плиты можно судить еще с меньшей определенностью. Присутствие верхнего девона в Днепровско-Донецкой впадине наводит на мысль о наличии его и в погруженном Донбассе. Однако как будет показано ниже, имеются факты, которые могут быть проинтерпретированы в пользу отсутствия осадконакопления в Восточном Донбассе в некоторые века девонского периода.

Девонские отложения в пределах Воронежской антеклизы не обнажаются. Естественный выход девона, впервые изученный Н. Х. Платоновым (1957) на р. Хопре, между городами Урюпинском и Новохоперском, наблюдался им только во время очень низкого стояния воды. Скважины, пробуренные в 10—20 км южнее и даже в пойме р. Хопра,

вскрывают девонские отложения, несогласно перекрытые мезозоем, на глубине 20—40 м. В восточном направлении девонские породы погружаются таким образом, что в районах Доно-Медведицкого вала их кровля прослеживается на глубине 1200—1400 м, а на Приволжской моноклинали на глубине 3000—4000 м. На территории Прикаспийской синеклизы девон залегает, вероятно, на глубинах свыше 8000 м.

Девонские отложения пройдены скважинами полностью на территории, простирающейся на севере от западных границ Волгоградской области (г. Урюпинск) до Медведицко-Иловлинского водораздела, а на юге — от северо-западных районов Ростовской области (станции Казанская и Вешенка) до берегов р. Волги. Мощности отложений девона меняется с юго-запада на северо-восток от 100—200 м в наиболее приподнятых участках Хоперской моноклинали до 2000—2500 м в северных районах Доно-Медведицкого вала и центральных районах Приволжской моноклинали. Увеличение мощности происходит в основном за счет постепенного наращивания мощности всех слоев и горизонтов и лишь в крайних южных и западных районах территории за счет сокращения амплитуды внутриформационного предворонежского размыва.

Изучение девонских отложений началось в 1948—1949 гг., когда были пробурены первые скважины, вскрывшие девон. В. И. Рачитский, основываясь на определениях брахиопод, произведенных С. И. Новожиловой, расчленил в 1950 г. разрезы Нижне-Антошинской и Урюпинской скважин. А. И. Ляшенко впоследствии уточнил это расчленение. В 1951 г. появились первые сведения о стратиграфии фаменского яруса в разрезе Арчединской опорной скв. 11-19 (С. В. Семихатова, В. А. Сытина, В. А. Чижова), а в 1953 г. они же расчленили и франский ярус этого разреза на основании определений фауны брахиопод, выполненных А. И. Ляшенко, и описания пород, произведенного П. А. Меняйленко.

Первое литологическое описание фаменского яруса и верхнефранского подъяруса разреза Арчединской опорной скв. 11-19, а также девонских отложений скважин Урюпинского района опубликовали С. Г. Саркисян и Г. И. Теодорович (1955).

Систематическое изучение геологии девона началось в 1952 г. в связи с расширением разведочных работ на нефть и газ. Первичные материалы изучали Е. А. Граблин, Н. А. Игнатович, П. А. Карпов, А. К. Крылова, В. С. Лаврентьева, А. И. Ляшенко, П. А. Меняйленко, Н. М. Музыченко, М. А. Нечаева, С. Г. Саркисян, Т. П. Скоропелова, В. Н. Тихий, В. Н. Хлыстова, В. А. Чижова, Т. И. Федорова. По мере развертывания разведочных работ круг исследователей расширялся, и в него вошли, помимо названных лиц, Г. П. Батанова, И. К. Булаткин, М. М. Божитиева, Л. С. Багов, Г. А. Бражников, С. И. Васильев, А. Г. Габриэлян, В. А. Долицкий, О. Д. Казанцев, Н. Г. Кожин, В. М. Леонтьев, А. М. Назаренко, А. Е. Поминова, А. М. Скловский, В. И. Шевченко, Я. Ш. Шафира, И. А. Шамрай и другие геологи производственных и научно-исследовательских организаций.

Стратиграфическую схему девона разрабатывали П. А. Карпов, А. И. Ляшенко, М. А. Нечаева, В. И. Шевченко, А. М. Назаренко на основании определений фауны брахиопод (авторы определений — А. И. Ляшенко, В. И. Шевченко), остракод (М. А. Нечаева, В. А. Чижова), фораминифер (А. С. Мельникова), спор и пыльцы (А. М. Назаренко), а также литологического описания пород (П. А. Карпов, П. А. Меняйленко). Кроме того, для разработки стратиграфической схемы использовались эпизодические определения кораллов (авторы

определений — К. А. Ермакова, Н. Я. Спасский), растительных остатков (Е. Ф. Чиркова-Залеская), спор и пыльцы (А. И. Егоров, М. Н. Егорова), фораминифер (Е. В. Быкова), литологические и минералогические анализы (П. А. Карпов, А. Д. Тиктинская), исследования степени катагенеза и изучение цикличности осадконакопления (П. А. Карпов).

Работы этих исследователей были использованы при составлении унифицированной схемы стратиграфии девона Русской платформы 1965 г.; стратиграфическое описание настоящего раздела выполнено в строгом соответствии со схемой, принятой для центральной части Русской платформы (табл. 4). Неясным остается положение доживетских отложений (казанлинская свита), относимых одними исследователями к верхнему протерозою, другими — к среднему девону.

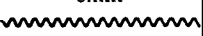

Рассматриваемая территория еще недостаточно разбурена, однако количество скважин и их распределение по площади (рис. 6) позволяют восстановить палеотектонический план девонского периода, во многих чертах не совпадающий с современным (рис. 7). Так, территория юго-западной части Первомайско-Чирской моноклинали и западной части Тормосинского прогиба являлась Тормосинско-Миллеровским выступом древнего поднятия, прослеженного со стороны г. Харькова до Цимлянского водохранилища. В верхнем девоне поднятие было сушей (Карпов и др., 1961), поставлявшей обломочный материал в открытое море. С северо-востока оно окаймлялось Мамонской зоной неустойчивого прогибания, занимавшей в плане северо-восточную часть Первомайско-Чирской моноклинали и юг Хоперской моноклинали. Эта зона то поднималась и являлась областью денудации, то опускалась под уровень моря и становилась частью мелкого шельфа. Далее располагалась Хоперско-Бузулукская зона неустойчивого прогибания, где умеренное прогибание доминировало над воздыманием. Она занимала почти всю территорию современной Хоперской моноклинали. Терсинская зона устойчивого умеренного прогибания спокойно опускалась на протяжении всего девона. В плане она совпадала с современной Терсинской впадиной. Для Медведицко-Иловлинской зоны интенсивного прогибания характерно устойчивое погружение, частично некомпенсированное осадконакоплением в течение отдельных фаз франского века. В плане эта зона соответствует северо-восточной окраине Доно-Медведицкого вала и северной части Приволжской моноклинали.

Переходная зона между Терсинской зоной устойчивого умеренного прогибания и Медведицко-Иловлинской зоной интенсивного прогибания названа Жирновско-Коробковской. В плане она соответствует северо-западному крылу Доно-Медведицкого вала.

Арчедино-Донская зона интенсивного прогибания отличалась от Медведицко-Иловлинской более полной компенсацией осадками возникавших прогибов. В плане она соответствует южной части Доно-Медведицкого вала. Кудиновская зона умеренного прогибания характеризуется менее интенсивным погружением по сравнению с Арчедино-Донской и соответствует в плане юго-восточной части Приволжской моноклинали. Для Горно-Водяновской (Волгоградской) приподнятой зоны, расположенной на крайнем юго-востоке Приволжской моноклинали, в отличие от Кудиновской, характерно неустойчивое прогибание, сменявшееся поднятием в отдельные фазы верхнефранского времени.

Как и в пределах всей восточной части Восточно-Европейской платформы, девонские отложения изучаемой территории делятся на две крупные формации (Карпов, 1961): нижнюю, терригенно-карбонатную (средний отдел, пашийский и кыновский горизонты), и верхнюю,

**Схема стратиграфии девонских отложений центральной части
Восточно-Европейской платформы**

| Отдел | Ярус | Подъярус | Подразделение унифицированной схемы 1965 г. (горизонты, подгоризонты, слои) | | Подразделение корреляционной схемы | |
|---------------------------------------|-----------|-----------------|---|---|---------------------------------------|---|
| Верхний | Фаменский | Верхний | Данковский | | | |
| | | | Лебедянский | | | |
| | | Нижний | Елецкий | | | |
| | | | Задонский | | | |
| | Франский | Верхний | Ливенский | | | |
| | | | Евлановский | | | |
| | | Нижний | Воронежский | Верхневоронежский | |  |
| | | | | Нижневоронежский | | |
| | | | Бурегский | | | Алатырская свита, петинская свита |
| | | | Семилуцкий | | | |
| | | | Саргаевский | | | |
| | | | Кыновский | Верхнекыновский | | |
| Нижнекыновский | | | | | | |
| Пашийский | | | | | | |
| Средний | Живетский | Старооскольский | Муллинские |  | | |
| | | | Ардатовские | | | |
| | | Воробьевские | | | | |
| | | Наровский | | Черноярская толща, мосоловская толща, морсовская толща | | |
| | | Пярнуский | | | | |
| Девон — верхний протерозой ? | | | Доживетские отложения | | Казанлинская (?) свита | |

преимущественно карбонатную. Последняя на юго-западе территории представлена своей окраинной зоной, примыкающей к источнику сноса. Названные формации отличаются не только парагенезисом пород, но и характером их изменения по простиранию (рис. 8). В терригенно-

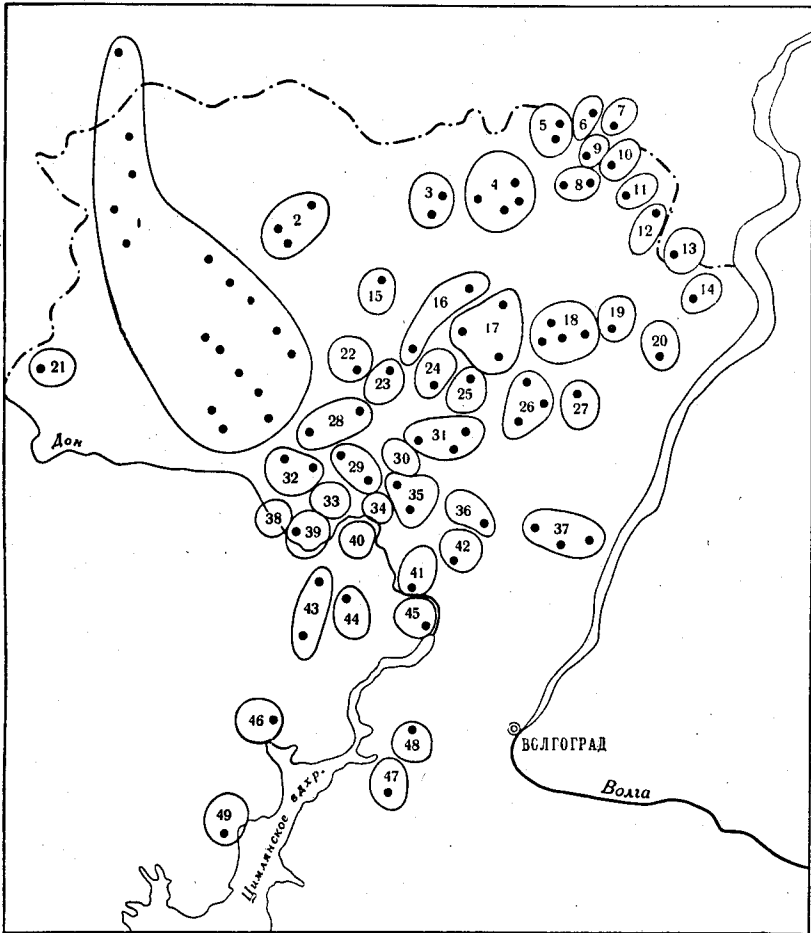


Рис. 6. Схема размещения разведочных площадей и основных скважин, вскрывших девонские отложения

Разведочные площади: 1 — Хоперская; 2 — Сенновская; 3 — Ивановская; 4 — Терсинская; 5 — Кленовская; 6 — Ново-Кубанская; 7 — Медведицкая; 8 — Меловатская; 9 — Бахметьевско-Жирновская; 10 — Северо-Линевская; 11 — Линевская; 12 — Верхне-Добринская; 13 — Иловинская; 14 — Щербаковская; 15 — Гришино-Свиридовская; 16 — Мишинская; 17 — Северо-Дорожжинская; 18 — Коробковская; 19 — Котовская; 20 — Уметовская; 21 — Казанская; 22 — Сидоринская; 23 — Мироньевская; 24 — Петрушинская; 25 — Малодельская; 26 — Романовская; 27 — Рыбинская; 28 — Абрамовская; 29 — Панинская; 30 — Арчединская; 31 — Кудиновская; 32 — Терсинская; 33 — Верховская; 34 — Зимовская; 35 — Шляховская; 36 — Горно-Водяновская; 37 — Усть-Погожская; 38 — Глубоковская; 39 — Орловская; 40 — Саушинская; 41 — Сиротинская; 42 — Лозновская; 43 — Манойлинская; 44 — Бузиновская; 45 — Трехостровская; 46 — Суровикинская; 47 — Нижне-Царицынская; 48 — Карповская; 49 — Тормосинская

карбонатной формации литолого-стратиграфические подразделения, в особенности пласты известняков, прослеживаются на десятки и сотни километров, а поэтому среди отложений этой формации выделяются не больше одного-двух типов разрезов. Отложения карбонатной части девона зачастую меняются на протяжении 1—2 км и даже нескольких сотен метров, обуславливая многообразие типов разрезов.

Главнейшие типы разрезов следующие: Мамонский (континентальные и прибрежно-морские песчано-каолиновые отложения), Хоперско-Бузулукский (прибрежно-морские карбонатные и песчано-глинистые отложения), Терсинский (морские карбонатные и карбонатно-глинистые отложения), Медведицко-Иловлинский (относительно глубоко-

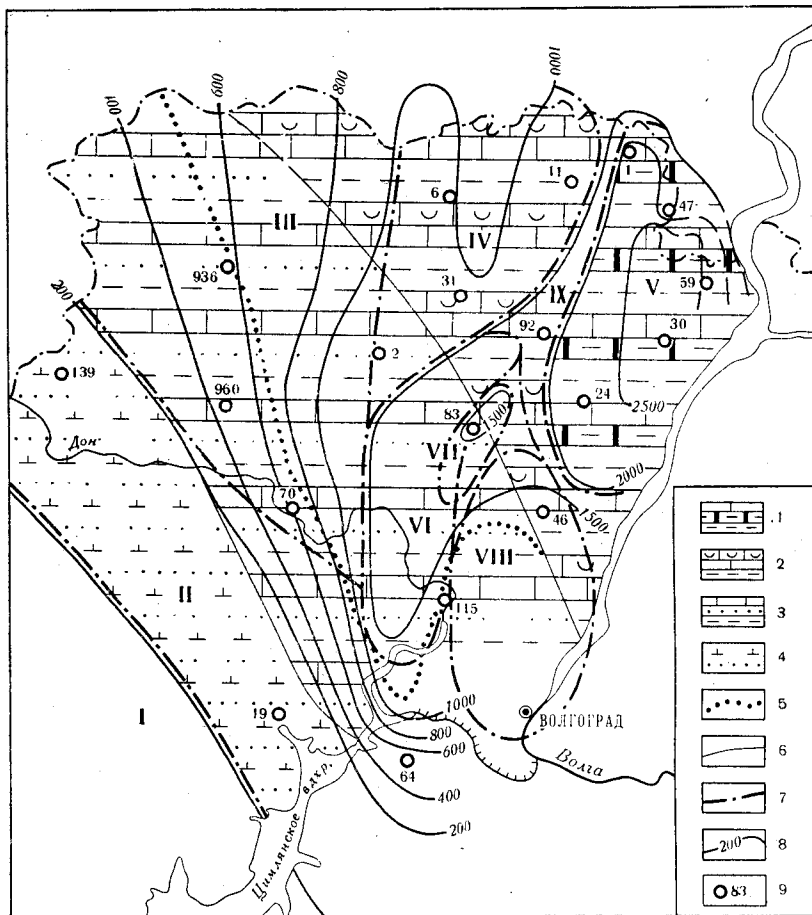


Рис. 7. Схема структурно-фациальных зон девона

Литологические комплексы: 1 — глины, известняки глинистые, битуминозные; известняки пелитоморфные; 2 — глины, известняки пелитоморфные и органогенные; 3 — глины, пески, известняки; 4 — пески, глины каолиновые; границы: 5 — зоны пред-воронежского размыва, 6 — литологических комплексов, 7 — структурно-фациальных зон; 8 — изопакиты; 9 — скважины. Зоны: I — Тормосинско-Миллеровская; II — Мамонская; III — Хоперско-Бузулукская; IV — Терсинская; V — Медведицко-Иловлинская; VI — Арчедино-Донская; VII — Кудиновская; VIII — Горно-Водяновская (Волгоградская); IX — Жирновско-Коробковская

водные битуминозные, карбонатно-глинистые, почти черные породы с фауной лингул, бухиол, бактригов), Арчедино-Донской (чередование относительно глубоководных и относительно мелководных карбонатных и терригенных отложений с преобладанием последних), Горно-Водяновский (сокращенные вследствие размывов мощности отложений), Жирновско-Коробковский (биоморфные и мелкообломочные карбонатные отложения большой мощности). Все перечисленные выше типовые разрезы, кроме Медведицко-Иловлинского и Мамонского, будут описаны вместе, по подразделениям стратиграфической схемы. Особое положение занимают стратиграфически нерасчлененные раз-

резы медведицко-иловлинского и мамонского типов. Ввиду их нерасчлененности и специфичности (первый сложен глубоководными, а второй — континентальными отложениями), каждый из них будет описан целиком (Медведицко-Иловлинский — после описания франского, а Мамонский — после фаменского ярусов).

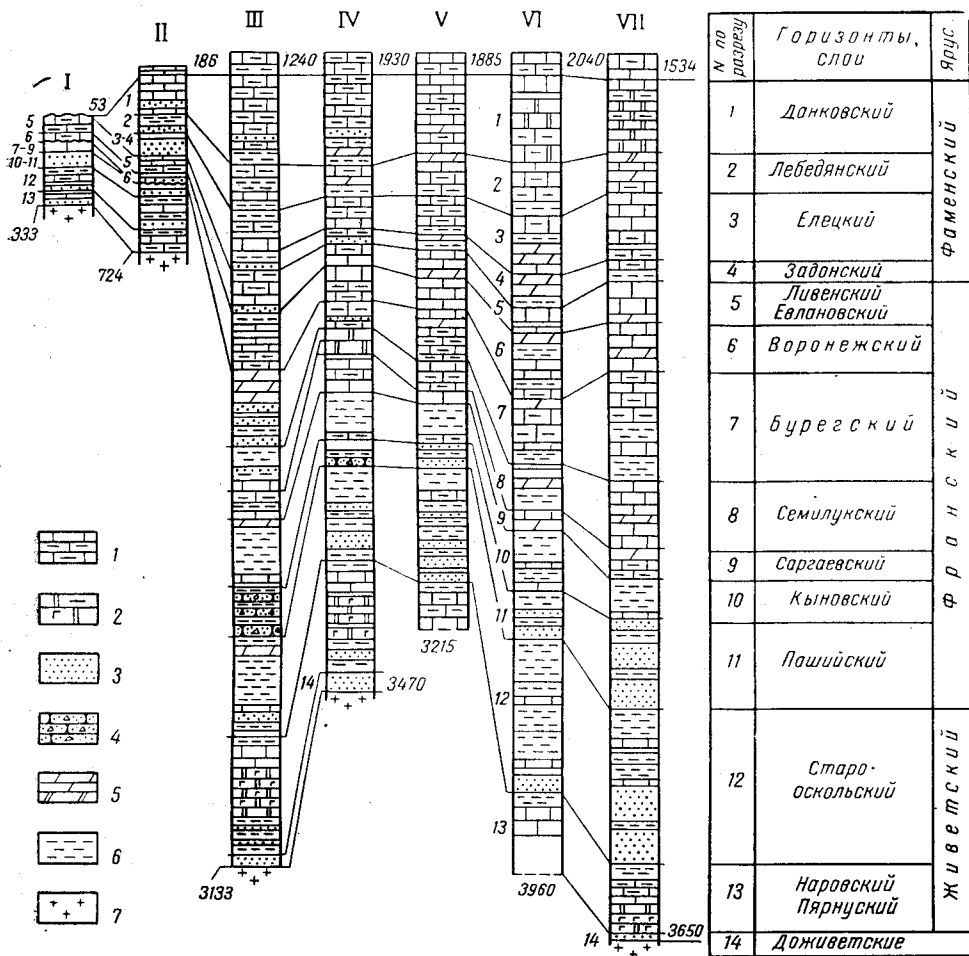


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов девона Доно-Медведицкого вала, юго-западной части Приволжской моноклинали, Терсинской депрессии и Хоперской моноклинали

Скважины: I — Алферовская 201; II — Хоперская 936; III — Паникская 74; IV — Кудиновская 83; V — Северо-Дорожкинская 29; VI — Коробковская 92; VII — Северо-Линевская 1
 Литологические комплексы: 1 — известняки глинистые, известняки; 2 — доломиты с ангидритом, доломиты глинистые, доломиты; 3 — пески, песчаники; 4 — туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники; 5 — доломитовые мергели, мергели; 6 — глины, аргиллиты; 7 — породы фундамента

СРЕДНИЙ ДЕВОН

Живетский ярус

Живетский ярус широко распространен на восточном склоне Воронежской антеклизы. Он отсутствует лишь в западных разрезах Первомайско-Чирской моноклинали вследствие предверхнефранско-фаменского размыва (рис. 9). В состав яруса входят пярнуский, наровский и старооскольский горизонты.

Пярнуский и наровский горизонты в пределах изучаемой территории разделяются без особого труда во всех типах разрезов на три толщи. Две верхние из них охарактеризованы палеонтологически, благодаря чему они сопоставляются с мосоловскими и черныярскими

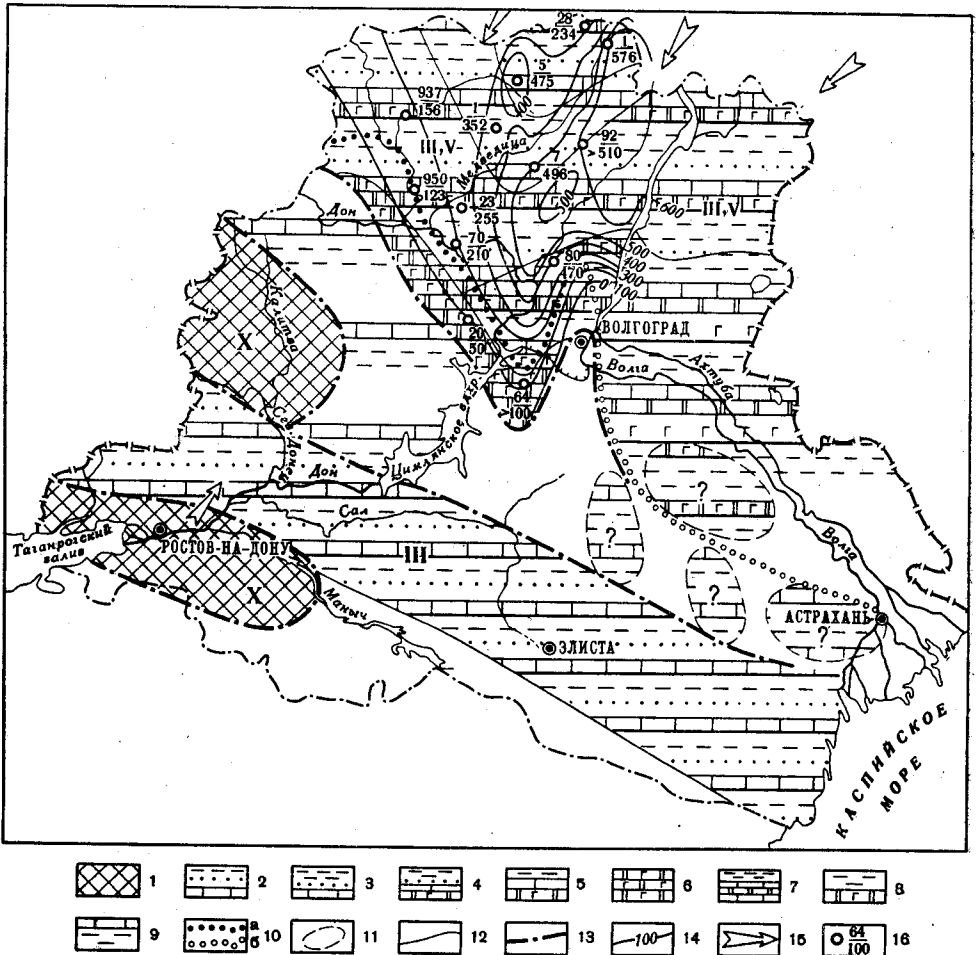


Рис. 9. Литолого-палеогеографическая карта живецкого века

Литологические комплексы: 1 — состав пород неизвестен, 2 — известняки, песчаники мелкозернистые, аргиллиты, 3 — то же, аргиллиты преобладают, 4 — доломиты ангидритовые, известняки, аргиллиты (преобладают), песчаники, 5 — доломиты ангидритовые, известняки, аргиллиты, 6 — доломиты ангидритовые, оставшиеся от размыва, 7 — ангидриты, доломиты, известняки, аргиллиты, 8 — доломиты ангидритовые, аргиллиты (преобладают), 9 — аргиллиты, известняки (позже размывы); границы: 10 — предворонежского размыва установленная (а) и предполагаемые (б), 11 — предполагаемых поднятий, 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — изопахиты; 15 — главное направление сноса обломочного материала; 16 — в числителе — номер скважины, в знаменателе — полная мощность разреза. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа; V — лагунная (с повышенной соленостью); X — равнины низменные

слоями центральных областей Восточно-Европейской платформы. В некоторых разрезах в основании достоверно девонских отложений прослеживается толща аркозовых песчаников, сопоставляющаяся с ряжскими слоями центральных областей Восточно-Европейской платформы.

Морсовская толща залегает в пределах Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкого вала на древних породах неизвестного возраста,

а в повышенной части Воронежской антеклизы (хутор Нижне-Антошинский) и в Терсинской впадине — на породах кристаллического фундамента. Некоторое представление о составе морсовской толщи может дать керн скв. 152 Паникской площади, где выше сероцветных песчаников неустановленного возраста наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

- 2766—2769 м. Чередование доломитов темно-серых, песчаных с аргиллитами сильно песчаными и песчаниками кварцевыми, доломитовыми с глинистым, гипсовым и ангидритовым цементом. Чередование аргиллитов темно-серых с бурым оттенком, песчано-алевритовых с ангидритом. В аргиллитах наблюдаются прослои разномерного песчаника с цементом из крупномерного доломита и ангидрита.
- 2761—2766 м. Чередование ангидритов буровато-серых с аргиллитами зеленовато-серыми тонкоотмученными.
- 2662—2670 м. Доломиты светло-серые, однородные, ангидритовые, с резкими парастилолитовыми поверхностями, покрытыми темно-серой глиной и прослоями аргиллита.
- 2657—2662 м. Доломиты серые, однородные, микромерные, с линзами ангидрита и кварц-халцедонового вещества, с пиритом, выполняющим мелкие поры.

На территории Приволжской моноклинали, Доно-Медведицкого вала и восточной части Хоперской моноклинали морсовская толща сложена преимущественно хемогенными породами, подобными описанным выше: доломитами, доломито-ангидритами, ангидритами, аргиллитами. В ее основании местами прослеживаются базальные песчано-гравелитовые образования, а в кровле — доломитовые глины. К западу и юго-западу, на Хоперской моноклинали, хемогенные породы постепенно замещаются песчано-глинистыми. Замещение хемогенных пород песчано-глинистыми наблюдается и на севере Доно-Медведицкого вала. В северной части Приволжской моноклинали в скважине Верхне-Добринской площади на глубине 4181—2189 м под аргиллитами с прослоями ангидритов залегают песчаники средне- и крупномерные, кварцевые, полевошпато-кварцевые, аркозовые, с доломито-глинистым и доломитовым цементом. Местами в песчаниках встречаются линзы ангидрита.

В двух разрезах среди доломитов были встречены тонкие прослои известняков. В скв. 3 Мироничевской площади в прослое известняка обнаружены остракоды *Arachites polenovae* L. Eg., характерные для морсовских слоев Восточно-Европейской платформы, а в скв. 62 (Манойлинская площадь) — *Aparchitellina* cf. *domratchevi* Pol., описанные Е. Н. Поленовой (1955) для вязовских слоев эйфельского яруса Урала.

В основании морсовских слоев в зеленовато-серых аркозовых разномерных песчаниках определены споры *Lophotriletes mutilus* Tschibr., *Leiotriletes microrugosus* (Luber) Naum., *Retusotriletes devonicus* Naum. и *Humenzonotriletes tener* Tschibr.

Этот комплекс близок к ряжскому комплексу центральных областей Восточно-Европейской платформы. Кроме того, в этой толще определен комплекс спор, в котором преобладают виды: *Retusotriletes devonicus* Naum., *R. maturus* Kedo, *R. aptus* Tschibr., *R. subgibberosus* Naum. По мнению участников спорово-пыльцевого коллоквиума 1963 г., данный комплекс близок к кальцеоловому комплексу восточных областей Восточно-Европейской платформы, а сама А. М. Назаренко считает возможным сопоставлять его и с морсовским комплексом стратотипического разреза.

Мосоловская толща залегает без видимого несогласия на морсовской, а на некоторых повышенных участках восточного склона Воронежской антеклизы подстилается породами фундамента. В наиболее

мощных разрезах эта толща подразделяется на две пачки (по литологическим особенностям): нижнюю (50—60 м) — неглинистых известняков и верхнюю (5—30 м) — известняково-глинистую.

Нижняя пачка по мощности и литологическим особенностям является наиболее выдержанным литолого-стратиграфическим подразделением всего девонского разреза изучаемой территории. Она сложена массивными микро- и тонкозернистыми известняками темно-серого и серого цвета с буроватым оттенком, с сутурными швами, покрытыми черно-бурой битуминозной глиной. Детритовые известняки встречаются спорадически, чаще в разрезах Хоперской моноклинали. В этом же районе несколько светлее цвет известняков. Среди детрита различимы створки брахиопод, остракод, иглокожих, изредка обломки кораллов и мшанок, хистрихосферы и псофосферы. В известняках нижней пачки встречен богатый комплекс остракод. Так, например, в скв. 34 Северо-Дорожкинской площади (3027—3041 м) определены *Voronina voronensis* Pol., *Bairdiella elongata* L. Eg., *Bairdia holuschurmensis* var. *holuschurmensis* Pol., *Coeloenella testata* Pol., *Microcheilinella larionovae* Pol., *M. monospinosa* Pol. Среди брахиопод чаще всего встречаются *Productella mosolovica* Ljasch., *Emanuelia mosolensis* Ljasch., обычные для мосоловской толщи центральных районов Восточно-Европейской платформы. Кроме того, встречены *Carinatina* cf. *signifera* Sch n i g., характерные для эйфельского яруса Европы и Урала.

Верхняя пачка мосоловской толщи отчетливо прослеживается только в пределах Терсинской впадины и северных районов Доно-Медведицкого вала, где она сложена чередующимися микрозернистыми темно-серыми или серыми известняками и известковистыми аргиллитами. Фаунистически эта пачка не отличается от нижней. Так, в скв. 16 Меловатской площади на глубине 3063—3069 м определены остракоды *Bairdia crebra* Rozhd., *Microcheilinella larionovae* var. *elongata* Pol. и брахиоподы *Spinatrypa* cf. *mosolovica* Ljasch.

В верхних пяти метрах разреза мосоловской толщи (хутор Алферовский), сопоставляемых по положению в разрезе с описываемой пачкой северо-восточных разрезов, определены брахиоподы *Spinatrypa mosolovica* Ljasch., *Emanuelia mosolensis* Ljasch., *Productella mosolovica* Ljasch., а также остракоды *Bairdiella elongata* L. Eg. Из мергелей выделен комплекс спор: *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *Daitomozonotriletes devonicus* Naum., *Azonomonoletes costatus* Tschibg. Мосоловская толща является завершающим членом нижнего цикла среднедевонской трансгрессии. Верхняя его граница проводится по смене известняков аргиллитами с *Atrypa sokolovae* Ljasch.

Черноярская толща в северо-восточных и восточных районах рассматриваемой территории залегает согласно на верхней пачке, а в юго-западных — на нижней пачке мосоловской толщи. Сложена она тонкотмученными, реже слабоалевритистыми (в верхней части разрезов южных районов) и слабослюдистыми темно-серыми слабоизвестковистыми аргиллитами, содержащими тонкие выклинивающиеся прослойки глинистых тонкозернистых известняков. В основании черноярской толщи часто прослеживается стилиолиновый мергельный горизонт, состоящий сплошь из остатков *Styliolina uralica* G. Ljasch. — вида, характерного для афонинского горизонта Урала.

Среди брахиопод наиболее типичной формой является *Atrypa sokolovae* Ljasch., распространенная во всей толще. Реже и только в основании слоев встречены *Productella* cf. *morsovensis* Ljasch., *Eoreticularia pseudopachirincha* Tschern. Кроме того, в породах

черноярских слоев встречены отдельные остатки трилобитов, кораллов, тентакулитов: *Tentaculites* aff. *kalugianus* G. Ljasch. Среди остракод определены *Orthocypris subparallela* Pol., *Jongesina primus* Pol., *Dizogopleura clara* Pol., *Cavellina accurata* Pol., *Healdianella distincta* Pol.

Совместно с *Atrypa sokolovae* Ljasch. и названными выше остракодами встречены споры *Stenozonotriletes formosus* Naum., *Azonomoletes monoplicatus* Tschibr.

Верхняя граница толщи, являющаяся одновременно границей наровского горизонта, литологически нечеткая. В северных разрезах области она проводится по смене аргиллитов песчаниками вышележащих воробьевских слоев, а в южных и юго-западных разрезах, по направлению к которым песчаники выклиниваются, — в однообразной аргиллитовой толще (основанием для проведения границы в южных разрезах служит смена комплексов спор). Мощность обоих горизонтов растет с запада на восток от 50 м в скважинах Хоперской моноклинали до 200 м в скважинах Приволжской моноклинали.

Старооскольский горизонт в изучаемом районе, как правило, легко прослеживается от разреза к разрезу благодаря четкой литологической характеристике. Некоторые литологические пачки данного горизонта имеют собственную палеонтологическую характеристику и выделяются в самостоятельные стратиграфические единицы: воробьевские, ардатовские и муллинские слои.

Воробьевские слои во всех изученных разрезах четко разделяются на две толщи: нижнюю, песчано-глинистую, и верхнюю, известняково-глинистую.

Нижняя толща распространена на значительной части территории Волгоградской области. Отсутствует она на западе Первомайско-Чирской моноклинали и Тормосинского прогиба (мамонский тип разрезов). Отсутствие отложений связано с предворонежско-ливенским размывом, обусловленным формированием Тормосинско-Миллеровского палеосвода.

В скважинах Терсинской впадины в северных районах Доно-Медведицкого вала, где мощность указанных слоев достигает 70—150 м, они подразделяются на три пачки: нижнюю и верхнюю — песчано-алевритовые и среднюю — глинистую. Типичный разрез нижней толщи воробьевских слоев северной части Доно-Медведицкого вала вскрыт скв. 7 на Северо-Линевской площади (снизу вверх):

3485—3440 м. *Нижняя пачка*. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, светло-серые и серые, слабослюдистые, с обуглившимися растительными остатками.

3440—3420 м. *Средняя пачка*. Аргиллиты темно-серые, алевритистые.

3420—3320 м. *Верхняя пачка*. Чередование песчаников кварцевых, серых и светло-серых, мелкозернистых, в различной степени глинистых, слабослюдистых, содержащих обуглившиеся растительные остатки.

Такое же трехчленное деление прослеживается и в скважинах Хоперской моноклинали несмотря на то, что мощность слоев сокращается здесь до 20—30 м. В южных разрезах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали трехчленное деление утрачивается вследствие постепенного замещения песчаников глинами. В этих разрезах прослеживается максимум 1—3 песчаных пласта мощностью до 5—8 м, залегающих среди алевритистых и тонкоотмученных аргиллитов, содержащих тонкие прослойки глинистого известняка.

В аргиллитах рассматриваемой толщи встречены споры *Leiotriletes atavus* Naum., *Archaeozonotriletes vorobjensis* Naum., *Hymenozonotriletes spinosus* Naum., *Plectovolotriletes tichonovitschi* Dsch.

В породах средней пачки Хоперской площади найдены брахиоподы *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Emanuelia vorobjensis* Ljasch. Юго-восточнее г. Фролово в прослоях мергелей найдены брахиоподы *Eoreticularia pseudopachyrincha* Tschern., *E. avicepa* Kays., а также остракоды: *Dizygopleura egorovae* Schichk., *Cavellina accurata* Pol., *Healdianella distincta* Pol.

Основными породами нижней толщи воробьевских слоев являются мелкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты со всевозможными переходами между ними. Очень редко встречаются известняки (как правило, весьма глинистые) и мергели. Известковые породы приурочены главным образом к южным разрезам. Характерной особенностью воробьевских отложений является обилие растительного детрита, а иногда и растительных остатков хорошей сохранности.

Песчаники рассматриваемой толщи на всей площади северной половины Волгоградской области массивные, мономинеральные, белые, кварцевые, мелкозернистые, хорошо отсортированные, выраженные отчетливыми минимумами на кривых ПС электрокаротажных диаграмм. Наряду с массивными, присутствуют линзовидно-слоистые и тонкослоистые глинистые песчаники и крупнозернистые алевролиты. По мере приближения к южным границам Волгоградской области среди песчаников становится больше глинистых разностей, чаще встречаются породы с илоедной или линзовидно-слоистой текстурами, с несколько меньшим (0,1 мм) средним размером зерен, чем на севере. Особенно это относится к разрезам арчедино-донского типа. Обращает на себя внимание однообразие минерального состава пород на всем пространстве Волгоградской области. В легкой фракции песчаников и алевролитов преобладает кварц (99%), в тяжелой циркон (50—60%), встречаются турмалин и хлорит.

Среди глин преобладают каолинито-гидрослюдистые и каолинитовые разности. Каолинит часто служит цементом в песчаниках.

Наиболее характерными диагенетическими минералами являются сидерит, шамозит и пирит. Сидерито-шамозитовые руды иногда достигают мощности 5—7 м, но чаще встречаются в виде отдельных линз и тонких прослоев мощностью несколько сантиметров. Сидерит также является цементом в некоторых глинистых разностях песчаников. Среди катагенетических минералов наиболее широко развиты кварц, каолинит и хлорит. По мере погружения песчаников на большие глубины увеличивается степень уплотнения, растет количество конформных и стилолитовых контактов между зернами, а также контактов через вторичный кварц. Следует заметить, что на одних и тех же глубинах (2900—3200 м) количество вторичного кварца в различных прослоях и тем более в разных скважинах и площадях меняется в широких пределах (от долей процента до 7%). Однако общая тенденция к росту его количества с глубиной в кварцевых песчаниках проявляется отчетливо. Наибольшие изменения пород выявлены на Верхне-Добринском поднятии на глубине свыше 4000 м.

Общая мощность толщи меняется от 100—120 м в пределах Доно-Медведицкого вала до 5—10 м в скважинах Хоперской моноклинали. Изменение мощности происходит в основном за счет постепенного сокращения мощности всех пластов.

Верхняя толща залегает, по-видимому, с перерывом на подстилающих отложениях. Перерыв предполагается на основании выпадения некоторых верхних пластов нижней толщи в сокращенных разрезах Терсинской впадины (Карпов, 1959б). Однако если судить по тому, что и в самых сокращенных разрезах верхняя толща залегает на нижней,

а не на более древних образованиях, перерыв был кратковременным, внутрiformационным.

Рассматриваемые отложения отличаются выдержанностью литологического состава. Повсеместно они сложены тонкоотмученными известковыми аргиллитами, глинами с прослоем известняка — в нижней части толщи мощностью от 2 до 10 м, — являющегося прекрасным репером. Известняк в разрезах Хоперской моноклинали имеет зеленовато-серый цвет, комковатый вид, обусловленный неравномерным распределением глины. В скважинах Доно-Медведицкого вала он приобретает черный цвет. В известняке и вмещающих его известковых аргиллитах встречаются: *Emanuella vorobjensis* Ljasch., *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Styliolina kireevae* G. Ljasch. и спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают *Archaeozonotriletes vorobjensis* Naum., *A. bislimbatus* Tschibr., *Hymenozonotriletes monogrammos* Arch. var. *clarus* Arch.

Ардатовские слои согласно залегают на отложениях с воробьевской фауной брахиопод и под глинами с муллинским комплексом спор. По литологическим особенностям выделяется два типа разрезов: юго-западный и северо-восточный. Юго-западные разрезы отличаются широким развитием известняков в верхней части отложений, а северо-восточные — преобладанием аргиллитов.

Разрез юго-западного типа вскрыт скв. 936 в пределах Хоперской моноклинали. Нижняя часть рассматриваемых отложений (616—623 м) представлена темно-серыми, тонкоотмученными глинами с прослоями глинистых алевролитов, содержащих в основании комплекс спор, в котором преобладают *Retusotriletes tamilii* Phill., *Archaeozonotriletes egregius* Naum., *A. visendus* Tschibr.

Выше (609—616 м) залегают буровато-серые микрозернистые плотные известняки с остатками фауны брахиопод, кораллов и остракод. Эти известняки сопоставляются со старооскольским репером северо-восточных разрезов. Над ними (603—609 м) залегают буровато- и зеленовато-серые тонкоотмученные известковистые глины с остатками брахиопод и остракод. Заканчивается разрез толщей серых и светло-серых микрозернистых и коралловых известняков (578—603 м), разделенных тонкими прослоями глин.

В ардатовских слоях рассмотренного типа определены брахиоподы *Atrypa oskolensis* Ljasch., *A. donensis* Ljasch., *A. dementjeva* Ljasch., а также остракоды *Bairdia binodosa* Pol., *B. volaeformis* Pol., *Amphissites pulcher* Pol., *Dizygopleura clara* Pol., *Knoxiella accepta* Pol., *Microcheilnella mandelstami* Pol., *Healdianella distincta* Pol., *Ampuloides verrucosa* Pol., споры: *Acanthotriletes serratus* Naum., *Archaeozonotriletes meonacanthus* Naum., *A. egregius* Naum., *A. visendus* Tschibr., *A. violabilis* Tschibr., *Archaeotriletes vellosus* Tschibr., *Archaeozonotriletes cladus* Tschibr.

В северо-восточных разрезах (Терсинская впадина, северная часть Доно-Медведицкого вала) верхняя часть ардатовских слоев сложена преимущественно глинами. Замещение известняков верхней части разреза глинами происходит на широте г. Михайловки. Но на Кленовской площади в скважинах 9 и 13 снова появляются карбонатные породы. Карбонатное тело, видимо, имеет рифовую природу. Об этом свидетельствует его холмовидная форма и резкое замещение карбонатных пород глинистыми, а также сокращенная мощность глин над предполагаемым рифом.

В средней части ардатовских слоев залегает выдержанный пласт известняка (пласт D_2^{IV} саратовских разрезов), а ниже его — два песчаных пласта (D_2^{IVa} и D_2^{IVb}), хорошо известных в Саратовской области

(Кондратьева, Енгазуров, 1951). В пределах изучаемой территории песчаные пласты имеют линзовидное строение, быстро выклиниваются по простиранию и в южном направлении постепенно замещаются сначала сильно известковистыми песчаниками и алевролитами, а затем известняками, лишенными песчаных и алевроитовых частиц. Во всех случаях пласты легко выделяются на электрокаротажных диаграммах.

Песчаники и алевролиты из песчаных пластов D_2^{IVa} и D_2^{IVb} не отличаются по минерально-петрографическому составу от воробьевских. Это либо кварцевые белые хорошо отсортированные мелкозернистые песчаники, совершенно лишенные глинистой примеси, либо такие же по составу алевролиты с микропрослоями глин. Песчаники приурочены к наиболее мощным раздувам (линзам) рассматриваемых пластов, расположенным на северо-востоке области.

В породах ардатовских слоев северо-восточных районов области, в основном в известняке-репере (пласт D_2^{IV}) и подстилающих аргиллитах, определен тот же комплекс брахиопод, что и на Хоперской моноклинали, а именно: *Atrypa oskolensis* Ljasch., *Eoreticularia pseudopachyrincha* Tschegn., *E. aviceps* Kaуs.

Муллинские слои на всем северо-востоке Волгоградской области представлены тонкоотмученными сланцеватыми аргиллитами. Изредка встречаются тонкие (до 5 см) редкие прослои глинистых кварцевых алевролитов. В северо-западных, западных и южных разрезах Волгоградской области помимо глинистых пород встречаются и песчаники, причем количество последних растет при движении к юго-западу, в сторону Тормосинско-Миллеровского палеосвода.

Состав муллинских песчаников в районе г. Новохоперска не отличается от состава нижележащих воробьевских. Это чисто кварцевые мелкозернистые породы, почти лишенные глинистых примесей. Южнее, на Хоперской моноклинали, впервые в живетском ярусе появляется новый тип песчаных образований — полимиктовые (вулканомиктовые) песчаники. Подобные породы встречены и в скважинах южной части Доно-Медведицкого вала, но в меньшем количестве. Здесь они образуют маломощные прослои в верхней половине муллинских слоев.

Во многих скважинах Волгоградской области в породах рассматриваемых слоев определены споры *Retusotriletes tamilli* Phill., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes spinosus* Naum., *H. incicus* Naum. Этот комплекс типичен для муллинских слоев Башкирии (Чибрикова, 1962).

Верхняя граница слоев, являющаяся также верхней границей старооскольского горизонта и всего живетского яруса, выражена литологически сравнительно четко в северо-восточных районах Волгоградской области. Она проводится здесь по кровле глинистых пород, сменяемых песчаниками с комплексом спор пашийского горизонта. Мощность муллинских слоев уменьшается от 70 м в южных районах Доно-Медведицкого вала до 10—20 м в скважинах Хоперской моноклинали.

Франский ярус

Франский ярус распространен на восточном склоне Воронежской антеклизы шире, чем живетский. Максимальные мощности его, превышающие 1000 м, отмечаются в пределах Доно-Медведицкого вала и северной части Приволжской моноклинали, минимальные (меньше 100 м) — на западе Первомайско-Чирской моноклинали. По литологическим особенностям франский ярус делится на две неравные по мощности толщи: нижнюю, терригенную (пашийский и кыновский горизонты), и верхнюю, терригенно-карбонатную (саргаевский, семилук-

ский, бургский, воронежский, евлановский, линевский горизонты). Распространенность терригенно-карбонатной толщи показана на рис. 10.

Пашийский горизонт залегает на подстилающих отложениях без видимых следов несогласия. В подавляющем большинстве разрезов,

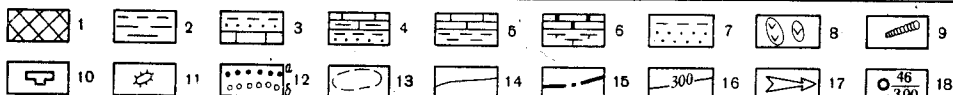
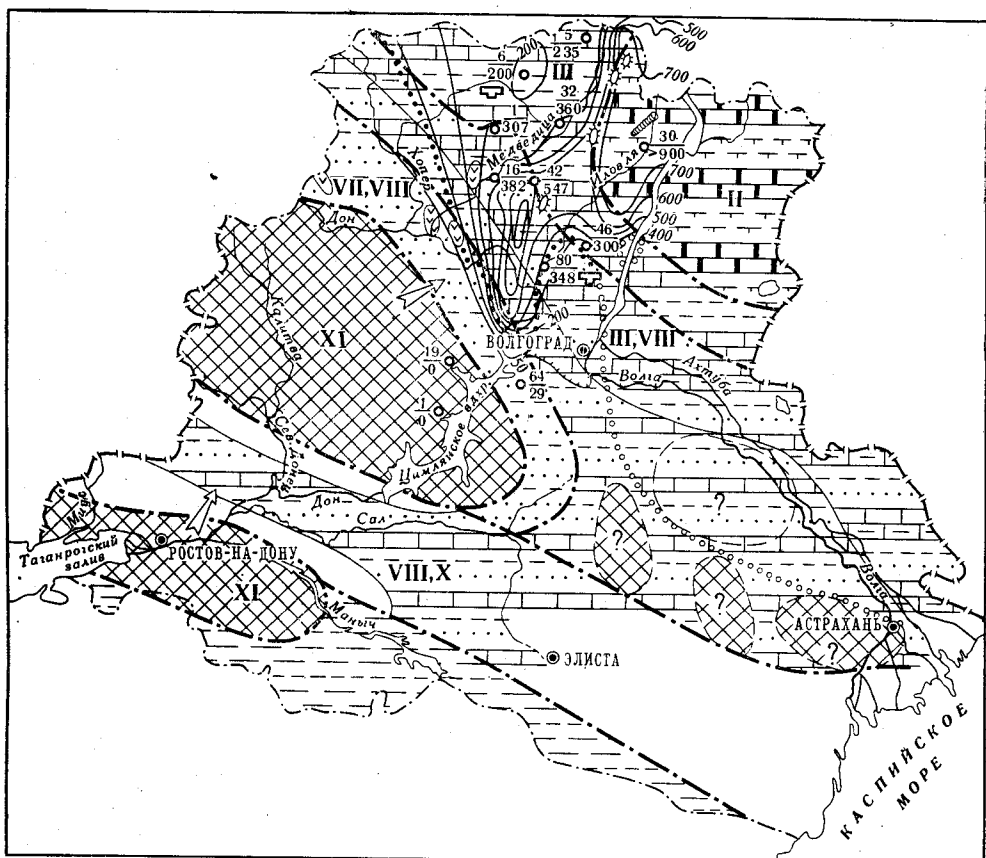


Рис. 10. Литолого-палеогеографическая карта саргаевско-ливенского времени

1 — зона отсутствия осадконакопления. Литологические комплексы: 2 — глины, аргиллиты, 3 — известняки, песчаники, аргиллиты, 4 — песчаники, аргиллиты, известняки глинистые, известняки, 5 — аргиллиты, известняки, 6 — аргиллиты известковые, известняки битуминозные, 7 — пески (песчаники), глины (аргиллиты); 8 — базальты, диабазы; 9 — глубоководная фауна; 10 — мелководная фауна; 11 — биогермы (риффы); границы: 12 — зоны предворонежского размыва, установленная (а) и предполагаемая (б), 13 — предполагаемых поднятий, 14 — литологических комплексов, 15 — палеогеографических областей; 16 — изопакиты; 17 — главное направление сноса обломочного материала; 18 — номер скважины (числитель) и мощность (знаменатель). Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; VII — озера с пониженной соленостью; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, X — низменные равнины; XI — возвышенные равнины

в особенности в южной половине Волгоградской области, пашийский горизонт делится по литологическим признакам на три части приблизительно равной мощности: нижнюю и верхнюю — песчано-глинистые и среднюю — глинистую.

Судя по резкому уменьшению мощности средней пачки и выпадению некоторых пластов, между средней и верхней пачками пашийского горизонта предполагается наличие перерыва. Из нижней пачки Гриши-

но-Свиридовской площади определен комплекс спор: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Retusotriletes microrthelis* Naum., *Hymenozonotriletes monoloris* Puch., *H. krestovnikovi* Naum., а также брахиоподы *Spirifer aviceps* Kay. (Верховская площадь), встречающиеся в живетском ярусе. В верхней пачке встречены остракоды *Bairdia*(?) *volaeformis* Pol., описанные Е. Н. Поленовой для верхней части живетского яруса.

В аргиллитах многих разрезов Н. И. Новожиловым определены ракообразные *Clyptoasmussia nathorsti* Jones., *G. vulgaris* Lutk., *Trigonostheria timanica* Lutk., *Spharestheria celsa* Nov., *Concherisma armoricanum* Nov. Е. Ф. Чиркова-Залеская определила в породах Арчединской площади следующие растительные остатки: *Archaeopteris acuta* Tschirk., *Psilophyton princeps* Daw., *Schuguria ornata* Tschirk.

По минералогическим особенностям территория развития пашийских песчаников подразделяется на две зоны: юго-западную, вулканомиктовую, и северо-восточную, мономинеральную (кварцевую). Первая получала обломочный материал в основном за счет размывающейся Тормосинско-Миллеровской суши, во вторую он приносился с севера. Граница раздела между выделенными зонами проходит в 60—80 км севернее устьев рек Хопра и Медведицы. Она проведена условно, так как южнее, среди полимиктовых пород, встречаются прослой кварцевых мелкозернистых песчаников, а туфогенный материал обнаруживается в песчаниках даже на Северо-Дорожкинском поднятии.

Среди вулканогенно-осадочных пород юго-западной зоны выделяются туффиты (?), туфопесчаники и туфоалевролиты с высоким содержанием пирокластического материала (от 25 до 50%), туфопесчаники и туфоалевролиты со средним содержанием пирокластов (от 10 до 25%), а также вулканомиктовые породы с незначительным содержанием пирокластического материала (<10%).

По мере удаления от Паникской площади к северо-востоку количество и размерность пирокластического материала уменьшаются. Так, на Кудиновской площади все прослой вулканогенно-осадочных пород имеют размерность зерен, близкую к алевроитовой, мощность прослоев равна 0,3—0,6 м. Одновременно возрастает удельное значение полевошпато-кварцевых и кварцевых песчаников, являющихся коллекторами нефти и газа. Кварцевые мелкозернистые песчаники северо-восточной зоны ни по минеральному составу, ни по характеру катагенетических изменений не отличаются от воробьевских песчаников, описанных выше.

Аргиллиты пашийского горизонта как в южных, так и в северных районах Волгоградской области имеют преимущественно каолиновый и каолинито-гидрослюдистый состав, часто обогащены растительными остатками, присутствует сидерит. Особенно богаты растительными остатками и сидеритом породы Хоперской моноклинали. Характерной особенностью пашийских пород всех типов разрезов является наличие микролинз угля мощностью от одного до нескольких миллиметров.

Верхняя граница пашийского горизонта в большинстве изученных разрезов проводится по смене песчано-глинистых пород известняково-глинистыми, содержащими фауну *Uchtospirifer*. Наибольшая мощность пашийского горизонта должна быть в северной части Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали, где суммарная мощность нерасчлененных пашийско-кыновских отложений достигает 375 м. В западном направлении мощность горизонта сокращается, и на Хоперской моноклинали она равна уже 40—30 м.

Кыновский горизонт залегает на пашийском без видимых следов несогласия и представлен преимущественно аргиллитами с прослоями известняков на юге Волгоградской области и алевролитов на севере. На значительной части территории кыновский горизонт разделяется на нижнекыновский и верхнекыновский подгорizontы. Не выделяются они только в некоторых северных разрезах, пограничных с Саратовской областью. Здесь же практически невозможно найти и нижнюю границу кыновского горизонта.

Нижнекыновский подгорizont сложен чередованием брахиоподовых глинистых известняков и тонкоотмученных зеленовато-серых аргиллитов гидрослюдистого состава. В таком виде нижнекыновский подгорizont прослеживается в разрезах Доно-Медведицкого вала от южных районов до северных. В известняках и аргиллитах южных разрезов определены брахиоподы *Schizophoria kremisi* Ljasch., *Liorhynchus uchtensis* Ljasch., *Atrypa grossheimi* Ljasch., *Uchtospirifer nalivkini* Ljasch., остракоды *Uchtovia polenovae* Eg., тентакулиты *Heteroctenus verchovenski* G. Ljasch. В северных разрезах определены брахиоподы *Uchtospirifer cf. nalivkini* Ljasch.

Такую же литологическую и фаунистическую характеристику нижнекыновский подгорizont имеет и в юго-восточной части Хоперской моноклинали. Здесь он сложен зеленовато-серыми брахиоподовыми известняками, чередующимися с аргиллитами, и содержит брахиоподы *Cyrtospirifer verneuli* var. *echinosus* Ljasch., *Schizophoria cf. kremisi* Ljasch. Мощность подгорizontа меняется от 30—40 м в южных скважинах Доно-Медведицкого вала до 5 м на Хоперской моноклинали.

Верхнекыновский подгорizont представлен в южных разрезах Доно-Медведицкого вала однообразной толщей зеленовато-серых тонкоотмученных аргиллитов преимущественно гидрослюдистого состава с тонкими прослоями известняков в верхней части, а на севере — чередованием глинистых и песчано-алевритовых пород с преобладанием первых. Массивные лишённые глинистых частиц песчаники встречаются реже. Мощность слоев меняется от 120 м в разрезах Доно-Медведицкого вала до 10—20 м в скважинах Хоперской моноклинали.

В аргиллитах нижней части верхнекыновского подгорizontа Арчединской площади и в известняково-мергельной пачке Верховской площади встречены *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Striatoproductus karasikae* Ljasch., *Atrypa nefedovae* Ljasch., *Uchtospirifer cf. glincanus* Vегп. Споры из нижней и средней частей верхнекыновского подгорizontа Терсинской площади являются обычными для пашийско-кыновских отложений: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum.

Верхняя граница верхнекыновского подгорizontа определяется по изменению комплекса брахиоподовой фауны. Литологически она обычно соответствует смене глинистых пород карбонатными, благодаря чему хорошо выделяется на электрокаротажных диаграммах. Мощность кыновского горизонта меняется от 142 м (Доно-Медведицкий вал) до 40 м в скважинах Хоперской моноклинали. На юго-западе Хоперской моноклинали кыновский горизонт размыт в связи с верхнефранской трансгрессией.

Саргаевский горизонт развит во всех районах восточного склона Воронежской антеклизы, кроме юго-западной части Хоперской моноклинали, Первомайско-Чирской моноклинали и Тормосинского прогиба, где имеются явные следы предверхнефранского размыва. Состав пород горизонта часто меняется на коротких расстояниях, вследствие чего общие закономерности этого изменения определяются с трудом. В целом они заключаются в том, что преимущественно известняковые

породы северной половины области в направлении к югу обогащаются песчано-глинистым материалом, а на крайнем юге содержат прослой песчаников.

В северных разрезах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали саргаевский горизонт сложен преимущественно относительно глубоководными битуминозными микрозернистыми известняками и мергелями, лишенными фаунистических остатков, а в северных районах Терсинской впадины и Хоперской моноклинали — мелководными известняками. Так, в скважинах Меловатской площади вскрыты буровато-серые и зеленовато-серые известняки с гнездами и прожилками кальцита, с парастилолитовыми поверхностями, заполненными черной глиной, с прослоями светло-серого сахаровидного мелкозернистого известняка. В известняках определены остракоды *Cavellina chvorostanensis* Pol., *Microcheilinella* aff. *optata* Pol. Кроме микрозернистых известняков встречены и коралловые известняки. Здесь же вскрыт пласт кварцевого светло-серого мелкозернистого хорошо отсортированного известковистого песчаника мощностью 10 м.

В южной части Доно-Медведицкого вала, на Арчединской площади, саргаевский горизонт сложен преимущественно темными, зеленовато-серыми мергелями с прослоями известковистых аргиллитов, а в низах разреза — известняков. В скважинах южной части Доно-Медведицкого вала верхняя толща горизонта представлена массивными, преимущественно сгустковыми (копролитовыми) или алевритистыми серыми известняками, с отдельными прослоями криноидных, детритусовых и редко коралловых (Верховская площадь) разновидностей. Еще южнее верхняя часть саргаевского горизонта почти полностью сложена терригенными породами: известковыми песчаниками и алевролитами, чередующимися с темно-серыми, почти черными аргиллитами. В известняках и аргиллитах Арчединской и Верховской площадей, преимущественно в нижней части горизонта, определены брахиоподы: *Chonetes menneri* Ljasch., *Ladogia mayendorffii* Vern., *Atrypa* cf. *velikaja* Nal., *A.* cf. *naliokini* Ljasch., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Elytha fimbriata* Conr. Кроме того, найдены кониконхии *Homoetenus* ex gr. *acutus* G. Ljasch., остракоды *Cavellina chvorostanensis* Pol., *Rectella egorovae* Netch., *Acratia pestrovetica* Eg.; споры *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum.

Верхняя граница горизонта проводится по смене комплексов брахиоподовой и остракодовой фаун. Вследствие резкой литологической изменчивости пород эта граница не выражена литологически одинаково, часто даже на близком расстоянии. Так, например, в скв. 8 Шляховской площади она проводится по смене неглинистых известняков глинистыми, а в скв. 17 этой же площади — по смене известняков песчаниками. Мощность саргаевского горизонта меняется в широких пределах, достигая максимальных величин в южных разрезах Доно-Медведицкого вала (Шляховская площадь, 106 м), а минимальных на Хоперской моноклинали (Алферовская площадь, 14 м).

Семилукский горизонт распространен на значительной части территории Волгоградской области. Отсутствует на Первомайско-Чирской моноклинали, юго-западной части Хоперской моноклинали, где он размыт верхнефранской трансгрессией (а на крайнем юге, может быть, и не отлагался). Горизонт промышленно газоносен на Жирновском месторождении. Коллекторами являются известняки, покрышкой — аргиллиты петинских слоев. Семилукский горизонт отличается сильной изменчивостью литологического состава и мощностей. Закономерности изменения литологии в общих чертах заключаются в развитии био-

морфных известняков на территории, окружающей Медведицко-Иловлинскую зону интенсивного прогибания. В пределах последней образовывались, как правило, относительно глубоководные аргиллиты и известняково-мергельные породы. По мере приближения к Тормосинско-Миллеровской палесуше в разрезах появляются прослой песчаников. На юге Доно-Медведицкого вала семилукский горизонт отчетливо разделяется на два седиментационных ритма: нижний (рудкинский) и верхний.

Нижний (рудкинский) ритм в разрезе Арчединской опорной скважины представлен в основании буроватыми доломитизированными битуминозными мергелями и известняками с кораллами. Выше лежащая известняковая, основная по мощности, толща сложена тонкозернистыми известняками серого цвета, буровато-серыми и почти черными битуминозными известняками с прослоями черных аргиллитов. Кроме тонкозернистых известняков развиты строматопоровые и коралловые их разновидности. В известняках встречены *Douvillina cf. dutertrii* M u g c h., *Cyrtospirifer schelonicus* N a l., *Cyrtina demarllii* B o u c h.

В южном направлении описанные отложения нижнего ритма замещаются частично или полностью полевошпато-кварцевыми песчаниками.

Верхний ритм семилукского горизонта представлена на юге Доно-Медведицкого вала темно-серыми и зеленовато-серыми сланцеватыми алевритистыми известковистыми аргиллитами с тонкими (5—20 см) прослоями темно-серых глинистых известняков органогенно-обломочных или пелитоморфных. В верхней части ритма, а в некоторых разрезах и в его основании прослеживаются прослой кварцевых разнозернистых песчаников. В аргиллитах и известняках присутствуют отдельные растительные остатки и аутигенный пирит. В целом масса кластических частиц в породах, мощность и количество прослоев песчаников увеличиваются к западу и к югу от Арчединской площади.

Аргиллиты и известняки содержат богатую и разнообразную фауну брахиопод, остракод, иглокожих тентакулитов, пелеципод. Определены *Stropheodonta asella* V e r n., *S. fischeri* V e r n., *Chonetes semilukianus* L j a s c h., *Chonetipustula petini* N a l., *Atrypa uralica* N a l., *A. semilukiana* L j a s c h., *Lammellispirifer tichomirovi* L j a s c h., *Cyrtospirifer disjunctus* S o w., *C. tenticulum* V e r n., *Mossolovella bairdioformis* E g., *M. philippovae* E g.

В восточном и северо-восточном направлениях двучленное деление семилукского горизонта по литологическим признакам уверенно можно проследить на 30—50 км от Арчединской площади. В скв. 82 (Кудиновская площадь) нижняя часть горизонта сложена светло-серыми доломитизированными, коралловыми и водорослевыми известняками, а верхняя — глинистыми известняками с прослоями аргиллитов. В некоторых участках этой площади семилукский горизонт представляет собой карбонатную толщу мощностью более 100 м. По плохой сопоставимости электрокаротажной диаграммы с диаграммами соседних скважин, по отсутствию слоистости в породах, незначительному содержанию глини и массивной текстуре можно предположить наличие здесь рифового тела. Семилукский возраст его подтверждается остракодами *Baridia tokmovaensis* E g., *Bairdia usatschovae* E g., обнаруженными в породах на интервале 2617—2644 м (скв. 83).

В разрезах, примыкающих к Медведицко-Иловлинской зоне интенсивного прогибания, семилукский горизонт представлен отложениями, резко невыдержанными по простиранию. Например, в скв. 27 Северо-Дорожкинской площади нижнесемилукские слои сложены известковистыми аргиллитами с прослоями детритусовых известняков, а в скв. 28

этой же площади коралловыми известняками. В скважинах Коробковской площади семилукский горизонт представлен преимущественно известковистыми аргиллитами с фауной лингул и бухиол, а в наиболее северных разрезах Доно-Медведицкого вала нижний ритм этого горизонта сложен в одних разрезах обломочными известняками, состоящими на 80—90% из окатанных обломков раковин брахиопод и других организмов, в других — почти черными битуминозными известняками.

Особый интерес представляет собой семилукский горизонт Линевской площади, расположенной уже в пределах Медведицко-Иловлинской зоны интенсивного прогибания. В основании горизонта здесь залегают битуминозные пиритизированные мергели, а также мелкодетритусовые и коралловые известняки. Детрит состоит из обломков кораллов, водорослей, брахиопод, иглокожих, остракод. Из брахиопод определены *Stropheodonta* sp., *Chonetipustula* ex gr. *petini* Nal., из остракод — *Bairdia quarziana* Eg., *B. uchtaensis* Eg.

Указанные породы имеют слоистую текстуру и, судя по сопоставлению электрокаротажных диаграмм, хорошо выдерживаются по простирацию, что подтверждается также сравнением керна скважин 32 и 30. Выше лежащая толща семилукского горизонта мощностью 200 м резко меняется литологически по простирацию. В скв. 32 она представлена доломитами эпигенетическими светло-серыми крупнозернистыми кавернозными сильно пористыми и проницаемыми. В других скважинах доломиты замещаются резко отличающимися по электрокаротажной характеристике породами: в скв. 31 глинами, а в скв. 29, по-видимому, известняками. Во всяком случае, отложения с интервала 2997—3000 м (скв. 29) представлены известняками с кораллами хорошей сохранности, определенными К. А. Ермаковой: *Thamnophyllum monozonatum* Soshk., *Cladopora remosa* Erm., *Coenites variabilis* Sok. Резкая литологическая изменчивость пород с замещением по простирацию коралловых известняков кавернозными доломитами, а последних — глинами, по-видимому, обусловлена рифовым происхождением известняков, подвергшихся эпигенетическому замещению доломитами. Мощность семилукского горизонта достигает 240 м.

В остальных относительно глубоководных разрезах Медведицко-Иловлинской зоны интенсивного прогибания семилукский горизонт не удалось выделить из состава нерасчлененных саргаевско-ливенских отложений. Описание последних будет дано ниже.

На севере Терсинской впадины в семилукском горизонте развиты преимущественно известняки. Так, в скважинах Меловатской площади нижняя часть горизонта сложена переслаиванием буровато-серых глинистых известняков и темно-серых известковистых мергелей. Верхняя половина горизонта в этой скважине представлена серыми и светло-серыми, тонкообломочными выветрелыми известняками. На севере Хоперской моноклинали горизонт представлен светло-серыми и зеленовато-серыми органогенно-детритусовыми стилолитизированными известняками с микрозернистой основной массой. Южнее в семилукском горизонте преобладают терригенные породы: светло-серые аргиллиты с прослоями органогенно-обломочных известняков, полевошпатовых кварцевых песчаников и алевролитов. В известняках обнаружен семилукский комплекс брахиопод: *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Stropheodonta* cf. *fischeri* Verp.

Еще южнее известняки встречаются спорадически. Так, в скважинах Терсинской площади в основании горизонта залегают белые мелкозернистые кварцевые каолинитовые песчаники, а выше вскрыты черные слюдястые шамозитовые аргиллиты с прослоями темно-серых сильно

глинистых алевритистых, слабо доломитизированных известняков. Здесь обнаружены остракоды *Bairdia quarziana* Eg., споры *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum.

Верхняя граница семилукского горизонта является одной из наименее четких в разрезе франского яруса. Фаунистически она выражается сменой комплекса брахиопод с *Cyrtospirifer disjunctus* Sow. алатырским комплексом, содержащим *Theodossia uchtensis* Nal., *Stropheodonta latissima* Bouch. и др. Литологически данная граница проводится в общем по смене более глубоководных отложений менее глубоководными (в южных разрезах — по смене глин песчаниками, а в северных — по смене известняков глинами).

В юго-западной части Хоперской моноклинали верхняя граница семилукского горизонта определяется несогласным залеганием на нем воронежского горизонта. В разрезе скважины Терсинской площади на границе между семилукским и воронежским горизонтами отмечено восьмиметровое тело диабаз.

Мощность семилукского горизонта, наибольшая в разрезах Доно-Медведицкого вала (240 м на севере, 150 м на юге), резко уменьшается в пределах всей Терсинской депрессии до 40—50 м, а затем постепенно продолжает уменьшаться до 4—17 м на приподнятых участках Хоперской моноклинали.

Бурегский горизонт развит в тех же районах, что и семилукский. Промышленно нефтегазоносен он на Жирновской и Шляховской структурах. На первом месторождении коллекторами являются известняки, а на втором — песчаники.

Верхняя граница бурегского горизонта проводится по смене известняков, содержащих типичную для данного горизонта фауну брахиопод *Stropheodonta latissima* Bouch., *Liorhynchus* cf. *biplicatus* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *komi* Ljasch., отложениями с фауной воронежского горизонта. На юге Доно-Медведицкого вала и в пределах Хоперской моноклинали она совпадает с подошвой песчаников или глинистых алевритистых известняков, а на северных площадях Терсинской мульды и Доно-Медведицкого вала — с подошвой коралловых и мелкообломочных известняков, лишенных глинистой примеси и выделяющихся на каротажных диаграммах отрицательными значениями ПС.

Максимальную мощность, до 340 м, бурегский горизонт имеет в разрезах Доно-Медведицкого вала, минимальную — в разрезах Хоперской моноклинали, где мощность закономерно уменьшается с востока на запад от 40—50 до 20—30 м. В юго-западных разрезах области описываемый горизонт разделяется на две свиты: нижнюю, терригенную (петинскую), и верхнюю, карбонатную (алатырскую).

Петинская свита залегает на отложениях семилукского горизонта почти везде согласно. В пределах южных площадей Доно-Медведицкого вала данная свита представлена чередованием песчаников, аргиллитов и алевролитов. Песчаники в основном светло-серые и серые, кварцевые и олигомиктовые (полевошпато-кварцевые), главным образом крупнозернистые (до гравелитов) и плохо отсортированные с большим количеством аутигенного и переотложенного каолинита. Кроме каолинита, цементом служат вторичный кварц, кальцит и сидерит.

Породы описываемой свиты, особенно аргиллиты и алевролиты, содержат значительное количество растительных остатков, микропрослоев угля, а также сидерита в виде сферических зерен (размером до 1 мм), желваков и выклинивающихся прослоев. В аргиллитах определены *Lingula* sp., *Archaeopteris archaeotypus* Schm., *Taeniocrada timanica* Tschirk. К северу и северо-востоку от Арчедино-Донского

района Доно-Медведицкого вала по мере удаления от Тормосинского прогиба количество и мощность песчаных прослоев сокращаются.

В юго-западной части Приволжской моноклинали часть петинской свиты, сохранившаяся от предворонежского размыва, представлена такими же породами, как и в Арчедино-Донском блоке, т. е. серыми кварцевыми каолинизированными крупнозернистыми песчаниками (до гравелитов) и аргиллитами; севернее и восточнее (Усть-Погожская площадь), судя по электрокаротажным данным, — известняками.

К западу от Доно-Медведицкого вала мощность петинской свиты резко уменьшается. На юге Хоперской моноклинали свита сложена светло-серыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с каолинитом, и белыми и красно-бурыми, каолиновыми массивными аргиллитами со сфероидальными включениями сидерита. Здесь обнаружен спорово-пыльцевой комплекс: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *Archaeoperisaccus concinnus* Naum., *A. mirus* Naum., *A. ovalis* Naum., *Hymenozonotriletes medius* Naum. Этот комплекс аналогичен описанному С. Н. Наумовой для петинской свиты Центрального девонского поля.

Севернее, в районе Терсинской впадины, песчаники петинской свиты постепенно выклиниваются. В скв. 31 Мишинской площади наряду с черными аргиллитами и глинистыми песчаниками встречены известняки с детритом и целыми створками брахиопод *Stropheodonta* cf. *latissima* Bouch. Еще севернее алевроитовый материал сохраняется в виде примеси в аргиллитах. Так, в скв. 10 Терсинской площади петинская свита представлена зеленовато-серыми мергелями и темно-серыми аргиллитами, сильно слюдистыми, с многочисленными обуглившимися растительными остатками и брахиоподами *Schizophoria* sp.

В мергелях, известняках и аргиллитах петинской свиты Терсинской впадины определены *Stropheodonta* cf. *latissima* Bouch., *Chonetes semilukianus* Ljasch., *Chonetipustula petini* Nal., *Pyramidalia simplex* Phill., *Spirifer (Adolfia) krestovnikovii* Ljasch., *S. siratschoicus* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal., *Athyris concentrica* Buch., *Atrypa poljanica* Ljasch.

На Хоперской моноклинали петинская свита присутствует только в северо-восточных районах. Здесь описываемые отложения, пройденные почти с полным отбором керна, представлены светло-серыми, кварцевыми и известковистыми песчаниками, белыми и пестрыми каолиновыми глинами. В песчаниках найдены брахиоподы *Stropheodonta latissima* Bouch., *Spirifer siratschoicus* Ljasch., *Chonetes semilukianus* Ljasch. Спорово-пыльцевой комплекс представлен следующими видами: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Archaeoperisaccus concinnus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum.

Терригенная примесь в петинской свите прослеживается далеко к северу от Тормосинско-Миллеровской палеосуши, являвшейся источником сноса. Эта примесь служит основным признаком при выделении рассматриваемой свиты в северных районах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали. Так, в разрезе скважин Коробковской площади петинская свита определяется по наличию серых кварцевых мелкозернистых песчаников с известковым и вторичным кварцевым цементом и аргиллитов, содержащих споры *Archaeoperisaccus menneri* Naum., *A. ovalis* Naum. В разрезе скважин юго-восточной части Приволжской моноклинали петинская свита выделяется по наличию прослоев тонкозернистых песчаников и каолиновых аргиллитов.

Мощность петинской свиты меняется от 100—250 м в разрезах Доно-Медведицкого вала до 10—20 м в северо-восточных районах Хоперской моноклинали.

Алатырская свита изучена лучше всего в центральной части Доно-Медведицкого вала, где она представлена черными массивными мергелями, постепенно переходящими то в более глинистые мергели, то в глинистые известняки. Черный цвет пород обусловлен наличием тонкорассеянного растительного детрита и пирита. В западном и южном направлениях породы становятся более глинистыми, замещаются мергелями и аргиллитами.

В алатырских породах Арчединской площади определены брахиоподы *Stropheodonta latissima* Bouch., *Striatoproductus sericeus* Buch., *Waagenoconcha batrucovae* Ljasch., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Spirifer siratschoicus* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal.

Подобный комплекс фауны встречен и в скважинах Кудиновской площади, где алатырская свита выделяется на основании положения в разрезе, а также находок брахиопод *Athyris nobilis* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal. и остракод *Bythocypris naliwkini* Eg., *Uchtovia polita* Netch.

Путем прослеживания алатырской свиты от разреза к разрезу ее можно выделить и к северу от Арчедино-Донского района Доно-Медведицкого вала. Тем более, что она часто содержит руководящий комплекс фауны. В центральных разрезах Доно-Медведицкого вала в основании данной свиты появляется известняк-репер, выше которого залегает глинистая пачка, сменяемая глинистыми известняками. В скважине Нижне-Добринской площади в этих глинистых, обычно темно-серых, тонкозернистых известняках определены брахиоподы, типичные для алатырской свиты, и остракоды *Bairdia kelleri* Eg., *B. cf. uhtaensis* Eg., *Acratia gassanovae* Eg., *A. silinula* Pol., *Bythocypris naliwkini* Eg., обычные для бурегского горизонта.

В некоторых участках Жирновско-Коробковской зоны биоморфного осадконакопления, обрамляющей Медведицко-Иловлинскую зону интенсивного прогибания с запада, алатырская свита представлена эпигенетическими массивными крупнозернистыми доломитами. В южной части Приволжский моноклинали эта свита отсутствует. Здесь воронежский горизонт с фауной *Theodossia tanaica* Nal. ложится непосредственно на петинские песчаники. К юго-западу от Доно-Медведицкого вала в разрезах, сохранившихся от предворонежско-евлановского размыва, в алатырской свите появляются прослой кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников и аргиллитов с растительными остатками. В этих разрезах бурегский горизонт, так же как и вышележащий воронежский, сложен песчаниками и аргиллитами. Прослой известняков отсутствуют.

В разрезах Терсинской впадины алатырская свита сложена глинистыми известняками, иногда с пачкой глин выше нижнего известняка-репера. На Кленовской площади в известняках алатырской свиты обнаружены брахиоподы *Stropheodonta latissima* Bouch., *Spirifer siratschoicus* Ljasch., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal., остракоды *Bairdia quarziana* Eg., *Mosolovella philippovae* Eg.

Западнее, в пределах Хоперской моноклинали алатырская свита слагается темно-серыми глинистыми тонкозернистыми известняками с кораллами и детритусом брахиопод *Theodossia uchtensis* Nal., а также остракодами *Bythocypris naliwkini* Eg., *Bairdia birinae* Eg. В юго-западной части Хоперской моноклинали алатырская свита отсутствует.

Воронежский горизонт впервые выявлен на описываемой территории С. И. Новожиловой в пределах Хоперской моноклинали. Он распространен на всем правобережье Волгоградской области, кроме западных районов Тормосинского прогиба. На территории, окружающей палеосушу с северо-востока, воронежский горизонт ложится несо-

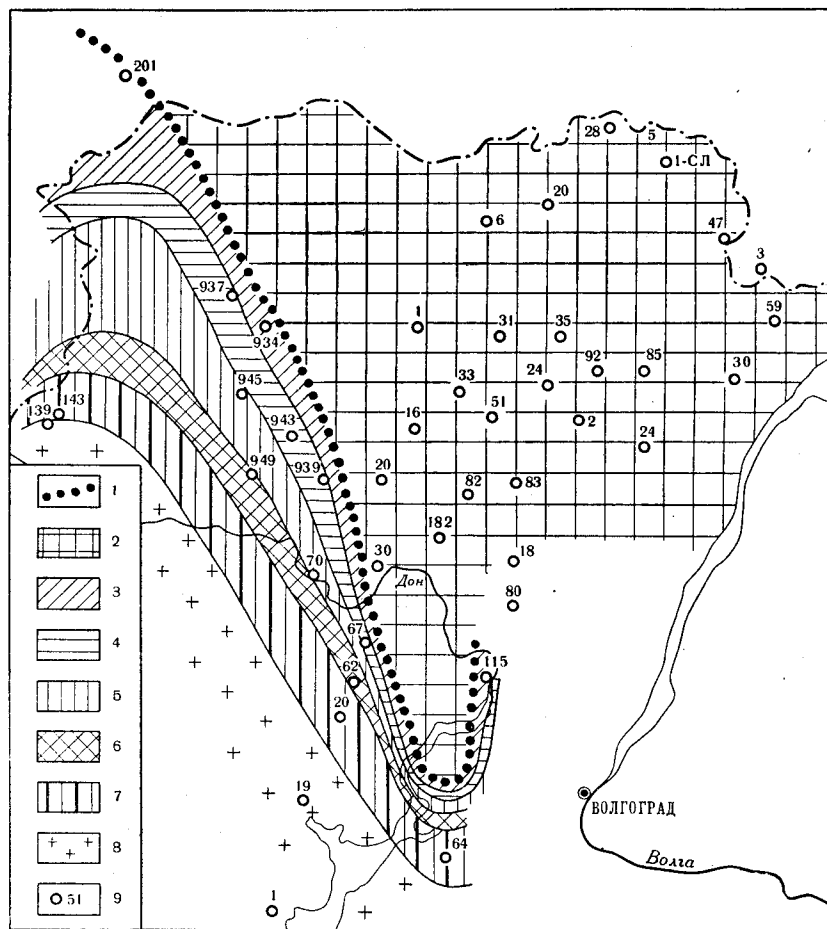


Рис. 11. Палеогеологическая карта предворонежского времени
 1 — граница зоны предворонежского размыва; 2 — район согласного залегания воронежского горизонта на бургомском; горизонты: 3 — петинская свита и семилукский, 4 — саргаевский, 5 — пашийский и кыновский, 6 — старооскольский, 7 — наровский; 8 — породы фундамента; 9 — скважина и ее номер

гласно (рис. 11) на отложения, начиная от петинских слоев и кончая пашийским горизонтом.

Литологический состав отложений воронежского горизонта меняется в значительной степени. С севера на юг происходит замещение биоморфных известняков сначала мергелями, а затем песчано-каолиновыми отложениями.

Верхняя граница воронежского горизонта довольно четко проводится по смене комплексов брахиопод и фораминифер. В большинстве разрезов эта граница выражена литологически. В северных районах Терсинской впадины и Доно-Медведицкого вала она проводится по подошве глинистых известняков или мергелей с евлановско-ливленскими брахиоподами, а в южных — по подошве песчаников, которыми, по

нашему представлению, замещены упомянутые мергели северных районов. Максимальной мощности (100—150 м) описываемый горизонт достигает в районе западного обрамления Доно-Медведицкой палеовпадины. В Терсинской впадине мощность его резко уменьшается до 50 м, а затем постепенно до 10—15 м на юго-западе Хоперской моноклинали. Для южной части Приволжской моноклинали также характерна сокращенная мощность воронежского горизонта.

В центральных и северных разрезах Доно-Медведицкого вала воронежский горизонт не удалось расчленить на подгорizontы. В скважинах Северо-Дорожжинской площади он представлен единой толщей массивных чистых известняков, выделяющихся на каротажных диаграммах отрицательными значениями ПС. На Ново-Коробковской площади (скв. 98 и 88) воронежский горизонт сложен светло-серыми крупнозернистыми эпигенетическими доломитами. На Тарасовской площади наряду с доломитами встречены светло-серые псевдоолитовые известняки.

В разрезах Жирновской и соседних площадей воронежский горизонт представлен двумя пачками тонкообломочных сгустковых и коралловых известняков (мощностью 30—40 м каждая), лишенных глинистой примеси и разделенных примерно такой же по мощности пачкой глинистых темно-серых микрозернистых известняков. В нижней пачке горизонта известняки светло-серые и буровато-серые, сгустковые и тонкозернистые. В этих породах обнаружены кораллы *Schluteria verrucosa* Soshk., а также фораминиферы *Eonodosaria multiformis* Lip. Верхняя пачка сгустковых и биоморфных известняков представлена светло-серыми (с буроватым оттенком) разностями, сгустковыми, водорослевыми, коралловыми, с брахиоподами *Theodossia tanaica* Nal. В северной части Терсинской впадины, как и в северных разрезах Доно-Медведицкого вала, прослеживаются две пачки тонкообломочных сгустковых известняков. В нижней пачке обнаружены брахиоподы нижневоронежского подгорizontа: *Atrypa* cf. *poljanica* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal., *Spirifer (Adolfia) krestovnikovi* Ljasch., а также фораминиферы *Ammodiscus medius* Вук., *Tichinella pirula* Вук. В верхней пачке встречены брахиоподы верхневоронежского подгорizontа: *Theodossia tanaica* Nal. и остракоды *Bairdia irregularis* Pol., *B. fabaeformis* Pol., *Acratia voronegiana* E g., *A. silincula* Pol., *A. eolanensis* E g.

На территории южной части Доно-Медведицкого вала, в северо-восточной части Хоперской моноклинали и на западе Терсинской депрессии воронежский горизонт разделяется на два подгорizontа более уверенно, чем в вышеописанных районах.

Нижневоронежский подгорizont на юге Доно-Медведицкого вала представлен в нижней части темно-серыми алевритистыми мергелями, а в верхней — глинистыми мелкодетритусовыми и тонкозернистыми доломитизированными известняками. Характерным аутигенным минералом пород верхней части подгорizontа является глауконит, который либо образует округлые зерна, либо замещает скелетные остатки организмов. Южнее нижневоронежский подгорizont сложен в основании крупнозернистыми кварцевыми песчаниками и гравелитами, содержащими прослойки аргиллитов и конгломератов (последние состоят из галек сидерита, обломков кварца и кварцита). Выше отмечается переослаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и алевритисто-песчаных известняков.

В породах нижневоронежского подгорizontа южных разрезов Доно-Медведицкого вала определены *Spirifer (Adolfia) cf. krestovnikovi* Ljasch., *Theodossia ex gr. uchtensis* Nal., *Bairdia quarziana*

Ег., *Gravia zaspelovae* Phil., *Donellina grandis* Ег., *Acratia silincula* Pol., *Knoxiella sviridencovae* Netch., *Philipsastrea limitata* Edw. Впервые появляются фораминиферы, близкие к *Eonodosaria multiformis* Lip. На северо-востоке Хоперской моноклинали нижне-воронежский подгоризонт представлен известняками и мергелями зеленовато-серого цвета, с мелким органическим детритусом и глауконитом. В породах найдены брахиоподы *Athyris nobilis* Ljasch., *Theodossia uchtensis* NaI., *Th. tanaica* NaI., *Spirifer (Adolfia) krestovnikov* Ljasch., а также остракоды *Amphissites irinae* Ег., *Bairdia quarziana* Ег., *Acratia voronegiana* Ег.

Верхневоронежский подгоризонт отличается от нижневоронежского в южных разрезах Доно-Медведицкого вала повышенным содержанием кластического материала. На Арчединской площади верхневоронежский подгоризонт представлен известняково-мергельными породами: известняками, мергелями, брахиоподовыми ракушечниками, глинистыми в основании, песчанистыми и доломитизированными в верхней части. В западном и южном направлениях от Арчединской площади в отложениях данного подгоризонта увеличивается количество песчаников и алевролитов.

Характерной особенностью пород верхневоронежского подгоризонта является наличие глауконита. В южной части Доно-Медведицкого вала в породах этого горизонта определены брахиоподы *Theodossia tanaica* NaI., фораминиферы *Evlania devonica* Е. Вук., *Rausserina notata* Antg., а также остракоды: *Acratia silincula* Pol., *Gravia cf. zaspelovae* Pol. Мощность верхневоронежского подгоризонта в южных разрезах Доно-Медведицкого вала изменяется от 85 до 36 м.

На северо-западе Хоперской моноклинали фаунистически доказан только верхневоронежский подгоризонт, залегающий на кварцевых мелкозернистых известковистых песчаниках, аналогичных петинским. Представлен он серыми, мелкодетритусовыми и коралловыми известняками, содержащими прослой зеленовато-серых, известковистых глин, а также известняков-ракушечников, переполненных *Theodossia tanaica* NaI. В более южных районах Хоперской моноклинали в разрезе воронежского горизонта преобладают красно-бурые глинисто-алевроитовые и песчанистые породы, с прослоями детритусовых известняков и гидрогетитовых бобовых руд (последние впервые описаны Н. Х. Платоновым, 1953б).

Пласты гидрогетитовых железных руд мощностью 2—6 м прослежены на десятки километров. Еще южнее в скважинах Хоперской площади верхневоронежский подгоризонт представлен каолиновыми белыми и красно-бурыми глинами, залегающими с несогласием на выветрелых базальтах, ниже которых располагаются в нормальной последовательности пашийские, муллинские и нижележащие отложения (скв. 946 и 979). Возраст перекрывающих глин определяется однозначно как воронежский благодаря находкам в них спор *Arhaeozonotriletes rugosus* Naum., *Lophotriletes semilukensis* Naum.

Мощность базальтового тела равна 15—18 м. Внешне это плотная тонкокристаллическая порода, почти черная, с густым травянисто-зеленым оттенком. Ее отличительная особенность — наличие большого количества пустот и миндалин размером от 0,5×0,5 до 1,5×3 см. Миндалины выполнены смесью продуктов вторичного преобразования базальтового стекла и кристаллического кальцита. В большинстве случаев миндалины вытянуты в одном направлении, что является, по всей вероятности, свидетельством подвижности магматического расплава.

На севере Приволжской моноклинали воронежский горизонт выделяется на фоне нерасчлененных карбонатно-глинистых отложений,

а на юге присутствует только верхневоронежский подгоризонт, несогласно залегающий на петинских песчаниках. В основании он представлен микрозернистыми и мелкодетритусовыми глинистыми известняками, чередующимися с аргиллитами. Последние содержат многочисленные створки и целые экземпляры *Theodossia tanaica* Na l. Здесь же найдены споры и пыльца *Lophozonotriletes grumosus* Na u m., *Archaeoperisaccus concinnus* Na u m.

На юго-западе Приволжской моноклинали присутствуют и нижневоронежский и верхневоронежский подгоризонты. Верхневоронежский подгоризонт представлен здесь чередованием темно-серых глинистых известняков с известковистыми аргиллитами, содержащими *Theodossia tanaica* Na l. Южнее, по мере приближения к Тормосинско-Миллеровской палеосуше, известняки замещаются песчано-глинистыми, плохо отсортированными отложениями, имеющими пеструю окраску.

Евлановский и ливенский горизонты на изучаемой территории были впервые выделены в районе г. Урюпинска С. И. Новожиловой. Венчая франскую трансгрессивную серию, эти горизонты заходят в пределы бывшей воронежской суши и перекрывают еще более древние отложения, чем воронежские. Известняки и песчаники евлановского и ливенского горизонтов нефтегазоносны, с ними связан ряд промышленных месторождений — Кленовское, Жирновское, Бахметьевское, Паникское и др.

Расчленить евлановско-ливенские отложения на более мелкие стратиграфические единицы не удалось. Литологический состав пород меняется так же, как и в нижележащих воронежских отложениях: на севере преобладают чистые известняки, которые южнее сменяются все более глинистыми, затем алевритистыми породами, а в районах, приближенных к Тормосинско-Миллеровской палеосуше, песчано-каолиновыми образованиями. Изменение литологического состава в разрезах мелководья происходит постепенно, в связи с чем евлановско-ливенские отложения почти повсеместно, за исключением разрезов северо-восточной части Доно-Медведицкого вала и северной половины Приволжской моноклинали, легко прослеживаются на электрокаротажных диаграммах. Как на севере, так и на юге рассматриваемые отложения отличаются от вмещающих пород более высокими сопротивлениями, что обусловлено меньшей карбонатностью последних.

В северных разрезах Доно-Медведицкого вала и Терсинской мульды в составе евлановско-ливенских отложений прослеживаются три литологические пачки: нижняя, мергельно-аргиллитовая, средняя, известняковая (основная по мощности), и верхняя, представленная глинистыми известняками.

Нижняя пачка сложена мергелями, известковистыми аргиллитами и серыми и темно-серыми с бурым оттенком глинистыми известняками, включающими остатки брахиопод и остракод.

Средняя пачка, содержащая залежи нефти и газа, представлена светло-серыми и белыми тонкообломочными густковыми, иногда биоморфными, коралловыми (Тарасовская площадь) известняками с многочисленными остатками фораминифер, остракод, брахиопод, водорослей, иглокожих. Часто известняки доломитизированы. Изредка встречаются небольшие мощностью 1—2 см линзочки ангидрита. Породы носят следы выщелачивания, особенно это заметно на Тарасовской площади.

Верхняя пачка сложена глинистыми буровато-серыми известняками, содержащими остатки брахиопод, фораминифер, кораллов. В некоторых разрезах они отсутствуют. Не исключено, что ее отсутствие обусловлено размывом. В известняках определены фораминиферы

Eonodosaria rauserial Lip., *E. evlanensis* Lip., *Eogeinitziana alta* Lip., *E. devonica* Lip., *Umbella bella* Mas., а также брахиоподы *Theodossia evlanensis* Nal., *T. livnensis* Nal. Подобные отложения прослеживаются в северо-западной части Доно-Медведицкого вала, к западу от зоны относительно глубоководных образований, развитых на севере Приволжской моноклинали, и в северо-восточных районах Доно-Медведицкого вала. Южнее и западнее в разрезах увеличивается количество глинистых частиц, а в южных районах Доно-Медведицкого вала в основании евлановского горизонта прослеживается полевошпато-кварцевый разномерный слоистый песчаник. Мощность песчаника достигает 10—15 м.

Вышележащая толща евлановского и ливенского горизонтов, возраст которой обоснован фаунистическими остатками, сложена карбонатными породами зеленовато-серого и темно-серого цвета: главным образом глинистыми известняками, в меньшей степени мергелями и известковистыми аргиллитами. Количество последних увеличивается в верхней части разреза. В результате чередования перечисленных пород образуются слоистые, а в верхней части линзовидно-слоистые текстуры. Одновременно с увеличением содержания глинистых пород растет количество алевритовых частиц, вплоть до появления отдельных тонких прослоев кварцевых алевролитов. В кровле евлановско-ливенских отложений на Арчединской и Саушинской площадях залегают коралловые известняки, а на Абрамовском поднятии глинистые доломиты. Изредка обнаруживаются мелкие включения ангидрита. Среди известняков по структурным особенностям выделяются пелитоморфные, тонкозернистые, детритусовые и реже коралловые разновидности. В южных разрезах Терсинской впадины евлановский и ливенский горизонты представлены глинисто-алевритовыми породами. Глинистые известняки с детритом брахиопод встречены здесь в виде отдельных сантиметровых прослоев среди алевритистых и песчаных аргиллитов.

На Приволжской моноклинали отложения, по возрасту соответствующие евлановско-ливенским, представлены двумя резко различными типами разрезов: относительно глубоководным на севере и относительно мелководным на юге. Здесь описываемые горизонты сложены темно-серыми, почти черными алевритистыми слюдистыми аргиллитами с растительными остатками, и серыми мелкозернистыми известняками. В них обнаружены брахиоподы *Theodossia livnensis* Nal., остракоды *Aparchites crassus* Pol., *Bairdia quarziana* Netch., *Acratia evlanensis* Eg., споры *Hymenozonotrites speciosus* Naum.

На Хоперской моноклинали литологические изменения евлановского и ливенского горизонтов происходят постепенно. В северных разрезах преобладают известняки и известняково-мергельные породы с широким развитием органогенно-обломочных разновидностей. В скважине, расположенной в 40 км к югу от г. Урюпинска, наряду с сильно глинистыми зеленовато-серыми органогенно-обломочными пятнистыми доломитизированными известняками широко развиты зеленовато-серые аргиллиты и прослойки песчаников. Породы указанной скважины содержат брахиоподы *Theodossia evlanensis* Nal., *T. livnensis* Nal., *Cyrtosoirifer markovskii* Nal., остракоды *Bairdia linevensis* Netch., *Acratia evlanensis* Eg., *Gipsela evlanensis* Pol., *Holinella evlanensis* Eg., *Knoxiella konensis* Eg., *Kloedenellitina batalinae* Eg. В 20 км южнее евлановско-ливенский горизонт представлен глинами с прослоями алевролитов, глинисто-сидеритовой породой с оолитами гидрогетита, а также тонкими (до 3 см) прослоями глинистых детритусовых известняков. Данные отложения содержат брахиоподы *Theodossia evla-*

nensis NaI. в нижней части разреза и *Theodossia livnensis* NaI. в верхней.

В западных районах Первомайско-Чирской моноклинали (у станции Казанской) евлановско-ливенские отложения ложатся с несогласием на породы фундамента (подробнее см. описание фаменского яруса в разрезах мамонского типа).

Верхняя граница евлановско-ливенских отложений, являющаяся одновременно верхней границей франского яруса, проводится по смене почти всех групп фауны и повсюду (за редкими исключениями) четко выражена литологически: известняки или известняково-мергельные франские породы сменяются терригенными образованиями. Резкая смена пород не фиксируется лишь в разрезах медведицко-иловлинского и мамонского типов (в результате однообразия в первом глубоководных, а во втором континентальных образований). Мощность евлановско-ливенских отложений меняется от 100—130 м в районе Доно-Медведицкого вала до 10—20 м на повышенных участках Воронежской антеклизы.

Нерасчлененные разрезы франского яруса

Некоторое представление об особенностях осадконакопления в Медведицко-Иловлинской зоне интенсивного погружения (северная часть Приволжской моноклинали, северо-восточная часть Доно-Медведицкого вала) и о стратиграфическом положении этих отложений дает разрез скв. 30 Уметовской площади. Породы, залегающие в этой скважине под достоверно задонскими, делятся по литологическим особенностям на две толщи: нижнюю, преимущественно известняково-мергельную, и верхнюю, преимущественно мергельно-аргиллитовую.

Нижняя (известняково-мергельная) толща нерасчлененных франских отложений представлена глинистыми известняками, мергелями и известковыми аргиллитами. Цвет пород буровато-серый или почти черный, а в самом основании — черный. Характерными признаками отложений, помимо темного цвета, являются повышенная битуминозность, высокое содержание тонкораспыленного пирита (визуально до 2—3%), высокое содержание нерастворимого остатка (28—80%), почти полное отсутствие раковин донной фауны, полное отсутствие водорослей, кораллов, толстостенных брахиопод и следов илоедов. В породах имеются остатки плавающих организмов (тентакулитов, бактринов, бухиол), наблюдается четкая микрослоистость и тонкозернистая структура пород.

В породах упомянутой толщи Л. С. Батруковой определена бентонная форма *Lingula linevensis* Batr. Позже этот вид лингул ею был встречен в мендымских слоях Волго-Уральской области, сопоставляемых с алатырской свитой бурегского горизонта центральных районов Восточно-Европейской платформы.

Кроме того, М. А. Нечаевой и Г. П. Ляшенко здесь определены остракоды *Entomozoe* (*Nehdentomis*) aff. *accurata* Pol., *E.* (*Richteria*) *scabrosa* Pol., обнаруженные Е. Н. Поленовой в доманиковом горизонте Урала.

Из числа пелеципод В. Ф. Куликовой определены формы *Buchiola palmata* Goldfus., широко распространенные в доманиковом и мендымском горизонтах центральной части Волго-Уральской области.

Учитывая своеобразие фациальных условий Уметовской площади, следует признать, что по комплексу определенных остатков нельзя принять однозначное решение о возрасте пород, так как встреченная фауна может отражать не стратиграфические, а фациальные особен-

ности отложений, образовавшихся, по-видимому, в котловинном участке моря с застойными придонными водами.

Если предположить, что источником сноса была только Тормосинско-Миллеровская палеосуша, то тогда приобретают стратиграфическую ценность следующие литологические наблюдения: породы с глубины 4300 м и ниже содержат довольно крупные растительные отпечатки (несколько сантиметров в длину), а наиболее глинистые разновидности пород — еще и примесь (5%) кластических частиц мелкоалевритовой фракции 0,01—0,02 мм. Среди этих частиц преобладают зерна и листочки слюды.

Выше было показано, что при накоплении осадков саргаевско-ливенского возраста в Волгоградской области наибольшее количество кластических частиц выносилось в море с Тормосинско-Миллеровской палеосуши в петинское время. Это же время характеризуется достаточной влажностью климата и значительным накоплением растительных остатков в породах прибрежной зоны (Карпов, 1961), а воронежские и евлановско-ливенские породы содержат мало растительного детрита, поэтому не исключено, что породы с большим количеством растительных остатков следует параллелизовать именно с петинскими отложениями западных районов.

Верхняя (мергельно-аргиллитовая) толща нерасчлененных верхнефранских и нижнефаменских отложений Уметовского разреза представлена преимущественно известковистыми аргиллитами и темносерыми тонкоотмученными сланцеватыми, известковистыми мергелями с редкими почти вертикальными трещинками, выполненными вторичным кальцитом. К основанию описываемой толщи породы темнеют.

Возраст отложений из основания толщи следует считать франским. Действительно, в образце с интервала 3678—3683 м А. Г. Пановым был найден тентакулит, а в интервале 3700—3709 м обнаружены остракоды *Entomozoe (Richterina) aff. distincta* Pol., подобные описанным Е. Н. Поленовой для доманиковых отложений Урала.

В образцах с интервала 3678—3683 м А. М. Назаренко найдены единичные остатки пыльцы из группы *Archaeoperisaccus* Naum., которые встречаются в большом количестве в бурежском горизонте Волгоградской области и реже в воронежском. Если допустить бурежский возраст этой пыльцы, то следует признать, что в воронежское и евлановское время Медведицко-Иловлинская зона интенсивного прогибания была некомпенсированным прогибом, поскольку отложения, залегающие выше уровня 3678 м, относятся к фаменскому ярусу, в интервале 3661—3666 м они содержат комплекс спор *Trachytriletes cf. solidus* Naum., *T. famenensis* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum. и на воронежский, евлановский и ливенский горизонты остается непропорционально маленькая мощность разреза. О неполной компенсации осадками Медведицко-Иловлинской зоны интенсивного прогибания в воронежское время свидетельствует и резкое фациальное различие между относительно глубоководными породами этой зоны и отложениями, обрамляющими прогиб с запада, представленными мелководными биоморфными, мелкообломочными и псевдоолитовыми известняками.

Следует подчеркнуть, что глубоководные разрезы северной части Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкого вала трудно сопоставляются с разресами относительно мелководья даже и в том случае, когда они расположены совсем рядом (рис. 12), так в скв. 96 Коробковской площади, расположенной в двух километрах от типичного разреза мелководья, можно выделить две толщи так же, как и на Уметовской площади: нижнюю — известняково-мергельную и

верхнюю — мергельно-аргиллитовую. В скважине Коробковской площади нижняя толща четко разделяется на пласты и пачки. Однако в настоящее время невозможно, к сожалению, определить точно их стратиграфическое положение. И это не только из-за слабой освещенности керном, но также из-за того, что вертикальное распределение фауны здесь отличается от обычного, хорошо изученного в типичных

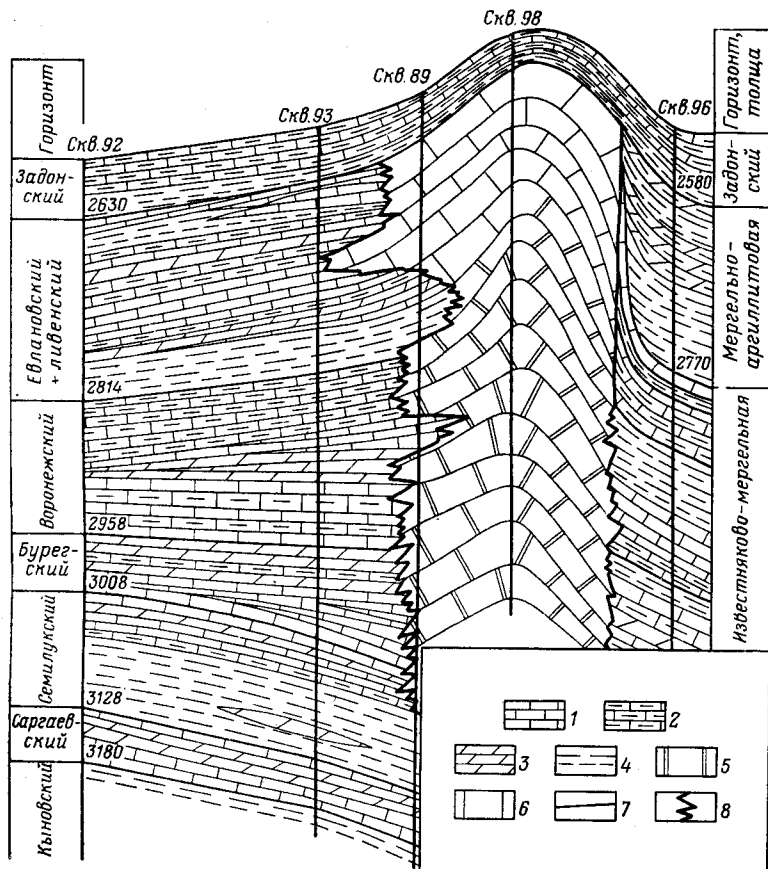


Рис. 12. Схема сочленения относительно глубоководных и мелководных отложений на Коробковской площади

- 1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — мергели; 4 — глины и аргиллиты; 5 — доломиты массивные; 6 — известняки массивные; 7 — граница литологических разностей; 8 — линии контакта с массивными известняками и доломитами

разрезах мелководных фаций. Так, например, в образцах скв. 96 Коробковской площади Г. П. Батановой определены фораминиферы *Eonodosaria evlanensis* Lip., *E. micra* Вук., встречающиеся только в евлановско-ливенских отложениях шельфа; В. И. Шевченко здесь же обнаружены брахиоподы *Chonetes setigera* Na l., обычные для семилукских и бурегских мелководных образований, а К. А. Ермаковой — кораллы *Thamnorphyllum* cf. *virgatum* Soshk., характерные для семилукских отложений. Здесь же встречены остракоды *Knoxia* aff. *konensis* E g., *Entomozoe* aff. *accurata* Pol. Первый вид обычен для евлановско-ливенских отложений, а близкий к последнему описан Е. Н. Поленовой для доманиковых отложений Урала. Таким образом,

и в Коробковском, и в Линевском разрезах евлановско-линевские фораминиферы встречены в комплексе с мендымско-бурегскими брахиоподами. Если признать возраст пород бурегским, то снова приходим к выводу о некомпенсированном прогибании морского дна в воронежское время.

Обращает на себя внимание карбонатный массив, расположенный на стыке глубоководных и мелководных фаций (см. рис. 12). Скважина 98 прошла по карбонатным породам (не содержащим глинистой примеси) от кровли франского яруса до забоя, вскрыв тонкообломочные известняки евлановско-линевского горизонта и подстилающие их немые массивные кавернозные крупнозернистые доломиты, относящиеся, судя по положению в разрезе, к воронежскому горизонту и алатырским слоям. Подобные массивные карбонатные тела, залегающие среди слоистых образований, вскрыты не только на коробковском стыке мелководных и глубоководных отложений, но и в районе Тарасовской, Линевской, Кудиновской и Романовской площадей.

Генезис доломитовых массивов остается невыясненным. Осаждение доломитов седиментационным путем предположить нельзя, так как по простиранию они замещаются известняково-мергельными образованиями, почти лишенными доломита. Содержание последнего в замещающих породах обычно не превышает 3%, реже достигает 5% от общей массы породы. Доломитизация развита в слоистых известняках спорадически и заметна лишь в отдельных прослоях. Следовательно, доломиты в данном случае заместили известняки, которые, во-первых, не содержали глинистых частиц, во-вторых, были, вероятно, пористыми и кавернозными, так как сохранили высокую кавернозность даже на больших глубинах, в-третьих, замещались по простиранию (к востоку) относительно глубоководными отложениями. Версия о рифовой природе замещенных известняков (Карпов, 1963) представляется вполне убедительной после изучения формы доломитовых массивов. Так, например, Алатырско-Воронежский доломитовый массив, вскрытый скважиной Ново-Коробковской площади, в плане имеет форму холмовидного тела, обращенного крутой стенкой в противоположную сторону от берега древнего моря и замещенного по всем направлениям известняками и мергелями с отчетливо наблюдаемой слоистостью (см. рис. 12).

О постепенном переходе от более глубоководных образований к мелководным можно судить по разрезу Линевской площади, расположенному в 10 км от разрезов отложений мелкого моря. Здесь на семилукских эпигенетических доломитах и коралловых известняках залегают отложения, сопоставляемые по положению в разрезе с бурегским горизонтом. В нижней части (мощностью около 120 м) они могут быть сопоставлены по литологическим особенностям с петинской свитой южных разрезов, так как представлены породами, содержащими алевритовую примесь: доломитизированными, слабоалевритистыми мергелями и известковистыми, алевритистыми, пиритизированными слоистыми аргиллитами. Алевритовые частицы иногда составляют до 10—30% всего состава пород, а пирит — до 10%. Из органических остатков в нижней части рассматриваемых отложений определены остракоды *Bythocypris naliivkini* Eg.

Вышележащая часть Линевского разреза мощностью 180 м, сопоставляемая с нижней частью алатырской свиты бурегского горизонта, сложена темно-серыми с буроватым оттенком известняками тонкозернистыми, глинистыми, с прослоями мергелей. Здесь встречены брахиоподы *Chonetipustula petini* Nal., *Spirifer (Adolfia) krestovnikovi* Ljasch., *Grania proavia* Gold., а также остракоды *Knoxites menneri*

Ег., *K. bolchovitinovae* Ег. и тентакулиты *Heterostenus* ex gr. *tichomirovi* G. Ljasch.

Отложения, сопоставляемые с верхней частью алатырских слоев, воронежским, евлановским и ливенским горизонтами разрезов мелководья, представлены в нижней части буровато-серыми пелитоморфными тонкозернистыми известняками и мергелями. Известняки содержат мелкий детритус брахиопод и остракод; удалось определить брахиоподы *Stropheodonta latissima* Bouch., *Chonetipustula petini* Nal., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Streptorhynchus devonicus* Orb., *Spirifer (Adolfia) krestovnikovi* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal., а также остракоды *Bairdia usatschovae* Ег., *B. ivanovae* Ег., *B. quarziana* Ег., *Knoxites menneri* Ег., *Acratia voronegiana* Ег., *A. evlanensis* Ег., *A. silincula* Pol. Весь комплекс остракод очень близок к комплексу воронежского горизонта западных разрезов Волгоградской области; брахиоподы *Stropheodonta latissima* Bouch. являются типичными представителями алатырских слоев, а *Theodossia uchtensis* Nal., и *Spirifer (Adolfia) krestovnikovi* Ljasch. характерны для нижневоронежских слоев западных разрезов области.

Средняя часть отложений, сопоставляемых с верхней частью алатырской свиты, воронежским, евлановским и ливенским горизонтами западных разрезов, сложена буровато-серыми пелитоморфными и тонкозернистыми известняками с прослоями сильно глинистых темно-серых известняков и мергелей. В кровле описываемой части разреза, выраженной отрицательной аномалией ПС, встречены помимо описанных известняки со сгустковой структурой (выявляемой под микроскопом). В пелитоморфных известняках А. И. Ляшенко определены брахиоподы *Stropheodonta latissima* Bouch., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Spinatrypa tubaecostata* Раеск., *Pyramidalia* aff. *simplex* Bouch. Весь комплекс фауны брахиопод из рассматриваемой части отложений (Карпов и др., 1959) хорошо сопоставляется с мендымским комплексом уральских разрезов и близок петинско-алатырскому комплексу в скважинах, расположенных в 10 км западнее Линевской площади. Наряду с брахиоподами в породах встречены остракоды *Bairdia quarziana* Ег., *Acratia siratchoica* Ег., и др., а также редкие фораминиферы *Eonodosaria evlanensis* Lip. И те, и другие типичны для воронежского и евлановско-ливенского горизонтов в мелководных фациях.

Особый интерес вызывают сгустковые известняки из верхней части рассматриваемых отложений, найденные в этих известняках брахиоподы *Pugnax rigauxi* Mark., *Theodossia* sp., *Athyris* cf. *nobilis* Ljasch., не дают основания для однозначного сопоставления их с каким-либо горизонтом западных разрезов Волгоградской области. Однако приуроченные к ним фораминиферы *Eonodosaria evlanensis* Lip., *E. rauserae* Lip., *E. stalinogorskii* Lip. и остракоды *Bairdia naumovae* Ег. позволяют параллелизовать данные известняки с евлановско-ливенскими отложениями мелководных разрезов. С названными отложениями, по-видимому, следует сопоставлять и верхнюю часть франского яруса, именуемую местными геологами линевской свитой. Эта часть отложений представлена в основном глинистыми, тонкозернистыми, почти черными известняками с многочисленными лингулами. В образцах из основания толщи Б. П. Марковским, А. И. Ляшенко и Л. С. Батруковой определены брахиоподы *Schuchertella* cf. *devonica* Orb., *Pugnoides* cf. *triaequalis* Goss., *Cyrtospirifer askynicus* Mark., *Productella* sp., *Lingula linevensis* Batr.

Описываемая свита, венчающая франский ярус Линевского разреза, хорошо сопоставляется с помощью формы *Pugnoides* cf. *triaequalis* Goss. с барминскими слоями Урала, но не содержит форм, общих

с западными разрезами Волгоградской области. При сопоставлении электрокаротажных диаграмм разрезов Приволжской моноклинали с разрезами, непосредственно примыкающими к этому району с запада, видно, что линевская свита фациально замещает евлановский и ливенский горизонты. Не исключено, что ее верхняя часть здесь соответствует перерыву между франским и фаменским ярусами.

Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса распространены почти на всей территории восточного склона Воронежской антеклизы и отсутствуют только в южных районах Тормосинского прогиба (рис. 13). Мощность яруса достигает максимума (960 м) на севере Приволжской моноклинали (Уметовская площадь), уменьшаясь к юго-востоку до 100 м и менее.

В северных районах изучаемой территории фаменский ярус сложен карбонатными породами, в южных — терригенными. Переход происходит путем постепенного замещения карбонатных пород известняково-глинистыми, затем глинисто-песчаными и, наконец, преимущественно песчаными. Изменение литологического состава пород обусловлено в основном изменением расстояния от области сноса — Тормосинско-Миллеровской палеосуши.

Нижний подъярус впервые выделен в рассматриваемом регионе С. И. Новожиловой в районе г. Урюпинска в 1959 г. Подъярус расчленяется на задонский и елецкий горизонты.

Задонский горизонт впервые выделен на описываемой территории В. И. Шевченко (1962) из состава задонско-елецких отложений Хоперской моноклинали. Горизонт залегает на франских отложениях, по-видимому, с перерывом. В северных районах Терсинской депрессии, Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали задонские отложения сложены двумя четко выделяющимися литологическими пачками: нижней, аргиллитовой, и верхней, известняково-мергельной.

Мощность аргиллитовой пачки меняется от 5—10 м на Ивановском поднятии до 52 м на Линевской площади, а на севере Приволжской моноклинали возрастает до 100 м. Пачка сложена аргиллитами с тонкими прослоями автохтонных известняковых конгломератов (Жирновская площадь), в которых обнаружены брахиоподы *Productella* ex gr. *multispinosa* Sok., *Cyrtospirifer* ex gr. *zadonicus* Ljasch., а также остракоды *Serenida carinata* Pol., *Acratia zadonica* Eg., *Famenella inconditis* Pol. На Линевской площади в верхней части пачки найдены остракоды *Serenida* aff. *simila* Pol., *Acratia* ex gr. *konensis* Eg., *Eridoconcha* sp.

В северных разрезах Приволжской моноклинали (Уметовская площадь) описываемая пачка, по-видимому, подстилается еще одной толщей аргиллитов, названной уметовской. Не исключено, что последняя отлагалась во время перерыва между франским и фаменским этапами осадконакопления.

Мергельно-известняковая пачка сложена светло-серыми (а в нижней части темными) пелитоморфными, местами слабодолмитизированными конгломератовидными известняками, перемежающимися с темно-серыми мергелями и известковыми аргиллитами. Мощность каждого слоя, как и всей пачки, увеличивается в восточном направлении. В нижнем известняковом пласте рассматриваемой пачки М. А. Нечаева и В. И. Шевченко обнаружили остракоды *Bairdia quarziana* Eg. В скв. 3 Иловлинской площади (Саратовская область) А. И. Ляшенко нашел брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., а несколько

выше в образцах из этого же пласта Т. И. Федоровой встречены *Cyrtospirifer cf. archiaci* Murch., *Waagenoconcha oreliana* Moell., *Schizodus devonicus* Orb. Верхняя часть рассматриваемой пачки содержит брахиоподы *Chonetipustula membranacea* Phil., *Pugnax koschari-*

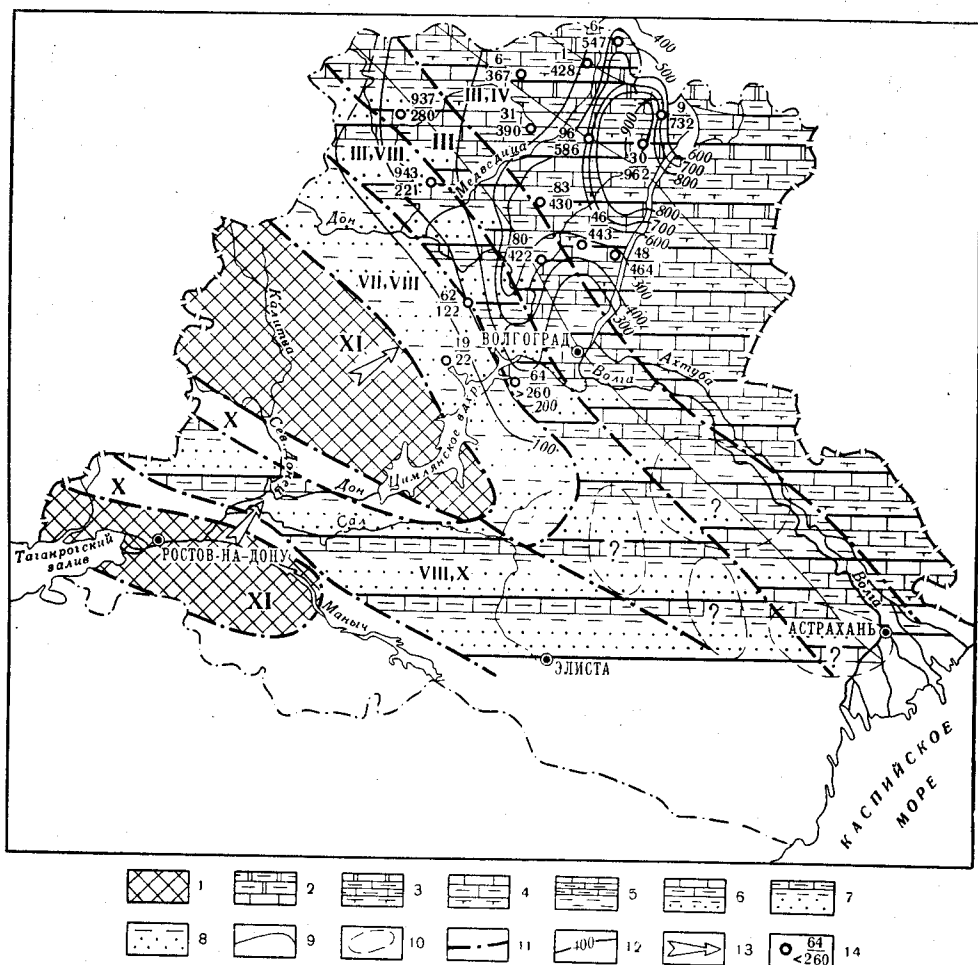


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая карта фаменского века

1 — участки отсутствия осадконакопления. Литологические комплексы: 2 — известняки и доломиты глинистые, 3 — аргиллиты известковистые, известняки глинистые, доломиты, 4 — глины (аргиллиты) известковистые, известняки глинистые, известняки, 5 — глины, известняки глинистые, известняки, 6 — песчаники, аргиллиты, известняки глинистые, известняки, 7 — пески (песчаники), глины, известняки глинистые, 8 — пески, песчаники, глины; границы: 9 — литологических комплексов, 10 — предполагаемых поднятий, 11 — палеогеографических областей; 12 — изопахи; 13 — направление сноса обломочного материала; 14 — номер скважины (числитель) и полная мощность разреза (знаменатель). Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа; IV — море, с нормальной (нижнефаменское время) и повышенной (верхнефаменское время) соленостью; VII — озера с пониженной соленостью; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; X — низменные равнины; XI — возвышенные равнины

cus Nal., *Spirifer koscharicus* Ljasch., *Cyrtospirifer cf. zadonicus* Ljasch. (определения В. И. Шевченко).

При движении к западу (в задонском горизонте Хоперской моноклинали) главенствующее значение постепенно приобретают грубообломочные детритусовые глинистые известняки с остатками брахиопод, пелеципод, гастропод, криноидей, с прослоями песчаников. В этих породах обнаружены брахиоподы *Productella multispinosa* Sok., *Cama-*

rotoechia zadonica Nal., *C. cernosemica* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Murgsch., а также остракоды *Acratia zadonica* Eg., *Serenida plavskensis* Pol., *Serenida carinata* Pol.

В южном направлении количество терригенного материала увеличивается не только в пределах Хоперской моноклинали, но и восточнее. Полное замещение карбонатных пород песчано-глинистыми происходит на Хоперской моноклинали в районе южнее г. Урюпинска, в пределах Доно-Медведицкого вала (на широте малой излучины Дона) и Приволжской моноклинали (на широте г. Волгограда).

В переходной полосе задонский горизонт сложен чередованием песчано-глинистых и известняково-глинистых, алевроитистых отложений. В основании его прослеживается базальный песчаник мощностью 10 м, который нефтеносен на Арчединско-Паникском и Шляховском месторождениях. Песчаник кварцевый с полевым шпатом (8—10%), крупно- и среднезернистый, косослоистый, с прослоями каолиновых аргиллитов. Аргиллиты характеризуются массивной текстурой, серой и светло-серой или пестрой окраской. В южных скважинах Абрамовского поднятия аргиллиты становятся сланцеватыми и в них появляется тонкий (0,5 см) прослой угля. Вышележащие песчано-глинистые и известняково-глинистые отложения содержат в южной части Доно-Медведицкого вала брахиоподы *Productella* cf. *multispinosa* Sok., *Camarotoechia* cf. *zadonica* Nal.

На юге Приволжской моноклинали в аргиллитах и известняках над базальным песчаником найдены брахиоподы *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murgsch., остракоды *Serenida plavskensis* Pol., споры: *Hymenozonotriletes rugosus* Naum., *Retusotriletes puchovae* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Archaeotriletes honestus* Naum.

Верхняя граница задонского горизонта четко выражена только на севере Волгоградской области, где она совпадает со сменой мергельных пород известняковыми. Мощность горизонта меняется от 16 до 360 м, достигая максимума в Медведицко-Иловлинском прогибе.

Елецкий горизонт так же, как и задонский, лучше всего изучен в северных районах (Шевченко, 1964). В разрезах Терсинской впадины и на севере Доно-Медведицкого вала четко выделяются две литологические пачки: нижняя, сложенная пятнистыми доломитизированными известняками, и верхняя, представленная псевдооолитовыми известняками.

Известняки содержат брахиоподы *Schuchertella matyrica* Nal., *Productella herminae* Frech., *Chonetipustula membranacea* Phil., *Camarotoechia brodica* Nal., *C. griassica* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *brodi* Wen., *Athyris concentrica* Buch, а также остракоды *Serenida plavskensis* Pol., *S. simila* Pol., *S. carinata* Pol.

Пачка водорослевых и псевдооолитовых известняков выражена на электрокаротажных диаграммах отрицательной аномалией ПС и служит хорошим репером при сопоставлении разрезов различных площадей северных районов области. Данная пачка сложена светло-серыми известняками, среди которых преобладают псевдооолитовые мелкообломочные и сгустковые разности, состоящие из сгустков или песчинок известняка, обломков криноидей, брахиопод и остракод. Цементирующей массой является зернистый кальцит. Пачка отличается выдержанной мощностью, равной 50 м, в пределах Иловлинской, Линевской и Жирновской площадей. В западном направлении она несколько уменьшается и на Ивановской площади составляет 40 м.

В верхнем течении рек Бузулука и Хопра елецкий горизонт представлен светло-серыми, конгломератовидными известняками и мергелями с богатым комплексом брахиопод: *Schuchertella matyrica* Nal.,

Chonetipustula membranacea Phil., *Productella herminae* Frech., *Camarotoechia brodica* Nal., *C. grisica* Nal., *Cyrtospirifer brodi* Wep., *Athyris concentrica* Buch, *Orthoceratus propinquum* Eichw.

В южном направлении происходит обогащение пород глинистым, а на крайнем юге — песчанистым материалом. Так же, как и для задонского горизонта, зона замещения имеет северо-западное простирание и проходит от устья р. Бузулука к г. Волгограду. Замещение происходит постепенно, путем обогащения глиной и алевроитовым материалом всех пластов и в первую очередь тех, которые содержат глинистую примесь на севере.

В районе г. Фролово елецкий горизонт представлен тонким чередованием известковых аргиллитов и известняков. Прослои известняков мощностью 0,5—1 см расположены на расстоянии от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров друг от друга, вследствие чего создается тонкослоистая, часто линзовиднослоистая текстура.

Вмещающая известняки аргиллито-мергельная масса темно-серая с зеленоватым оттенком. Все породы содержат примесь кластических алевроитовых частиц (5—30%) кварца, слюды, хлорита, глауконита, полевых шпатов. Из аутигенных минералов развит пирит. По структурным особенностям среди известняков выделяются мелкозернистые, обломочные и органогенные (остракодовые) разности.

Близкими к описанным породами рассматриваемый горизонт представлен к востоку от г. Фролово, на Приволжской моноклинали. Здесь вскрыты темно-серые, глинистые известняки и зеленовато-серые известковистые аргиллиты с фауной брахиопод *Schuchertella matyrica* Nal., *Camarotoechia brodica* Nal.

Южнее, в зоне замещения известняков песчаниками, в тонких прослоях известняка и известковистых аргиллитах обнаружены помимо названных брахиопод остракоды *Serenida plavskensis* Pol., *Plavskella famenensis* Sam., *Famenella inconditis* Pol. и споры: *Anisozonotritetes fabus* Jusch. var. *racetus* Naz., *A. bicornis* Naz. (Сиротинская площадь). Южнее этой площади елецкие отложения не удалось выделить из однообразной терригенной толщи.

Верхняя граница горизонта проводится довольно однозначно только на севере Волгоградской области, где происходит резкая смена елецких известняков, лишенных глинистой примеси, относительно глинистыми известняками с брахиоподами *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal. и спорами *Anisozonotritetes fabus* Jusch. var. *racetus* Naz.

Мощность елецкого горизонта меняется от 200—250 м в районе Доно-Медведицкого вала до 20 м в западных районах Хоперской моноклинали. Наиболее резкие изменения мощности происходят на границе Доно-Медведицкого вала и Терсинской депрессии.

Верхний подъярус. Впервые был выявлен на рассматриваемой территории С. И. Новожиловой в 1949 г., в районе г. Урюпинска. А. И. Ляшенко установил нижнюю границу подъяруса в Арчединской опорной скважине в 1955 г. П. А. Карпов и М. А. Нечаева (Нечаева и др., 1956) подняли нижнюю границу подъяруса в Арчединской опорной скважине на 100 м выше и провели ее в подошве отложений, называемых ныне сенновскими, а в прежних работах (Карпов, Шевченко, Нечаева, 1962; Карпов и др., 1962) — данково-лебедянскими. Верхнефаменский подъярус расчленяется на лебедянский и данковский горизонты.

Лебедянский горизонт выделен В. И. Шевченко и другими (1965) из состава отложений, называвшихся ранее верхней частью задонско-елецкого горизонта. Основанием для выделения послужило обнаружение брахиопод зоны *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal., кавеллин зоны

Cavellina tambovensis Sam. et Smirn. и спор зоны *Anisozonotriletes fabus* Jusch. var. *racetus* Naz.

В северных разрезах Доно-Медведицкого вала и Терсинской впадины лебедянский горизонт сложен глинистыми пятнисто-доломитизированными микрозернистыми известняками с линзами доломитов и редкими линзочками ангидрита. В верхней части прослеживается пласт доломита, расположенный между двумя пластинами доломитовых мергелей. Эта пачка пород хорошо выделяется на электрокаротажных диаграммах. Среди немногочисленных органических остатков определены *Cyrtospirifer* cf. *lebedianicus* Nal., *Famenella inconditis* Pol., *Bairdia subeleziana* Pol., *Cavellina plana* Netch. В западном направлении происходит замещение известняков, доломитов и доломитовых мергелей недоломитизированными известняками и мергелями.

На севере Хоперской моноклинали лебедянский горизонт сложен известняково-мергельными породами с широким развитием органогеннообломочных известняков, брахиоподовых ракушечников и детритусовых известняков. В породах определены брахиоподы *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal., и остракоды *Cavellina tambovensis* Sam. et Smirn., *C. gigantea* Netch., *Gliptolichvinella adelaida* Sam., а также споры *Anisozonotriletes fabus* Jusch. var. *racetus* Naz., *A. dedaleus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Archaeotriletes honestus* Naum.

Южнее происходит замещение карбонатных пород лебедянского горизонта песчано-глинистыми. В пределах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали зона замещения тянется от нижнего течения р. Хопра, через Зимовское месторождение по направлению к г. Волгограду. В отдельных прослоях известняков, залегающих среди песчано-глинистых пород Зимовского месторождения, встречены обычные для лебедянского горизонта формы: *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal., *Famenella inconditis* Pol., *Bairdia subeleziana* Pol., *B. eleziana* Eg., *Acratia cuanetes* Netch. и споры *Anisozonotriletes fabus* Jusch., *A. dedaleus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum. На основании комплекса спор наличие лебедянского горизонта установлено в скважине Сиротинской площади.

Верхняя граница горизонта четко выражена литологически только в северных районах Волгоградской области, где она проводится по смене глинистых пород карбонатными. Юго-западнее вследствие литологического замещения вышележащих карбонатных пород терригенными прослеживание кровли по литологическим признакам становится затруднительным и, наконец, по мере приближения к источнику сноса невозможными. Мощность горизонта меняется от 100—130 м в северной части Приволжской моноклинали до 40—50 м в северных районах Хоперской моноклинали.

Данковский горизонт развит на значительной площади юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Отложения его отсутствуют лишь в пределах Тормосинского прогиба, где проходила береговая линия бассейна данковского времени. Рассматриваемый горизонт характеризуется двумя типами разрезов — терригенно-карбонатным и карбонатным. Первый развит в юго-западной части Хоперской моноклинали, южной части Доно-Медведицкого вала, на крайнем юге Приволжской моноклинали и Первомайско-Чирской моноклинали. Второй тип осадков встречается северо-восточнее первого.

В разрезах данковского горизонта первого типа четко выделяются два подгоризонта: нижний и верхний, называемые местными геологами соответственно зимовским и сенновским (Шевченко и др., 1965). Смена фауны на границе горизонтов настолько резкая, что некоторые исследова-

дователи на этом уровне рекомендуют проводить верхнюю границу девона (Чижова, 1962).

Нижний подгоризонт сложен чередованием известняков, алевролитов, аргиллитов и песчаников. Встречаются отдельные прослои бурых глинистых доломитов и зеленых доломитовых мергелей.

Известняки в большинстве случаев характеризуются органогенно-обломочной структурой. Развиты мшанковые, криноидные, остракодовые и водорослевые разности. Как правило, они содержат включения алевролитовых и песчаных кластических частиц, количество которых достигает 10—80% от общей массы породы. Это — кварц, обломки кварцита, полевые шпаты, слюда. Часто встречаются глауконит, пирит, а в отдельных прослоях — окись железа. Песчаники отличаются светло-серым, почти белым цветом, полевошпато-кварцевым или кварцевым составом, плохой сортировкой и слабой окатанностью зерен. Цемент песчаников преимущественно кальцитовый и каолиновый.

В юго-западном направлении от станции Арчеда все описанные породы замещаются полевошпато-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами, а также песчанистыми аргиллитами с крупными включениями слюды и с растительными остатками (часто хорошей сохранности). Известняки встречаются спорадически, в виде отдельных прослоев. Типичны здесь каолиновые глины, пестрые или светло-серые, а в кровле — темно-серые (почти черные) в результате обогащения углистыми остатками. В известняках определены *Cyrtospirifer bolschinskiensis* Schev., *C. korobkovensis* Schev., *Cavellina volgensis* Netch., *Sulcocavellina nasarovae* Netch., *Archaeozonotriletes famenensis* Naum.

Верхний подгоризонт в наиболее изученных разрезах Хоперской моноклинали (Сенновская площадь) и Доно-Медведицкого вала (Арчединская площадь) сложен тонкозернистыми, преимущественно глинистыми известняками с типичным комплексом остракод и брахиопод. Фораминиферы *Septatournaynella rauserae* Lip. прослежены здесь от подошвы до самой кровли. В верхней пачке мощностью 25—30 м, сложенной светло-серыми известняками (близкими к известнякам верхней пачки северных разрезов), А. С. Мельниковой найдены *Endothyra communis* Ra u s., *Quasiendothyra kobetusana* Ra u s., *Septatournaynella rauserae* Lip., *Forschia plana* var. *minima* Lip.

Подобными породами сложен описываемый подгоризонт и западнее Сенновской площади. В районе г. Урюпинска растет количество остракодовых, онколитовых известняков, появляются прослои известняковых конгломератов.

В известняках определены брахиоподы *Camarotoechia hoperic* Schev., *C. medvedica* Schev., *C. pescovica* Schev., *C. robusta* Lip., *Pugnoides krilovicus* Schev., *Cyrtospirifer hopericus* Schev., пелециподы *Arca oreliana* Wen., черви *Serpula vipera* Wen., остракоды *Knoxiella busulukiensis* Tschig., *Kloedenellitina triceratina* Tschig., *K. sincera* Tschig., *Bairdia sitovae* Tschig., *B. nechaevae* Tschig., *B. verchovskiensis* Tschig., *Posnerina buculenta* Tschig., *Sulcella multicostata* Posn., *Bairdiocypris nasarovae* Netch., *Acratia grandis* Netch., *Eridoconcha socialis* Eichw., фораминиферы *Septatournaynella rauserae* Lip., споры *Trachytriletes solidus* Naum., *Archaeozonotriletes famenensis* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum.

В южных районах Хоперской моноклинали и на Первомайско-Чирской моноклинали отмечается замещение базальной части известняков песчано-глинистыми образованиями, что подтверждается находками в них остракод, типичных для верхнего подгоризонта: *Sansabella devonica* Netch., *S. lebedianica* Netch., *Carboprimitia zadonica*

Netch., *Beyrichiopsis hovanensis* Sam., *Kloedenellitina typica* Netch. Второй тип разрезов сложен карбонатными породами — известняками и доломитами. Удельный вес доломитов возрастает в северо-восточном направлении. В этом же направлении снижается степень достоверности выделения подгоризнтов. Нижний подгоризонт прослеживается на Доно-Медведицком валу (Северо-Дорожжинское и Коробковское поднятия). В доломитизированных микрозернистых известняках найдены типичные для этого подгоризонта брахиоподы и остракоды *Cyrtospirifer korobkovensis* Schev., *Sulcocavellina cistata* Netch., *Cavellina melnicovae* Netch., *Acratia cuanetes* Netch. В северных разрезах Доно-Медведицкого вала нижний подгоризонт сложен мелкозернистыми доломитами серыми или буровато-серыми, массивными, часто тонкослоистыми, с линзочками ангидрита и прослоями микрозернистых доломитизированных известняков. Органические остатки представлены редкими остракодами *Bairdiocypris* aff. *nasarovae* Netch.

В составе верхнего подгоризонта разрезов второго типа прослеживаются три литологические пачки.

Нижняя пачка (мощностью 50—60 м) сложена на Линевской, Жировской и Кленовской площадях светло-серыми и серыми доломитизированными известняками, а также зеленовато-серыми и буровато-серыми, часто тонкослоистыми доломитами, количество которых уменьшается в западном и юго-западном направлениях в результате замещения их известняками. Среди известняков преобладают пелитоморфные разновидности, реже встречаются сгустковые, детритусовые и водорослевые. Доломиты имеют пелитоморфную и мелкозернистую структуру, содержат линзы и прослои ангидритов и включения пирита.

Средняя пачка (мощностью 30—40 м) представлена тонким переослаиванием доломитов, черных доломитовых мергелей, аргиллитов и серпуловых известняков. Многие породы загипсованы (ангидриты встречаются в виде линз). В известняках определены *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch, *Serpula vipera* Wen., *Eridoconcha socialis* Eichw.

Верхняя пачка (30—20 м) сложена светло-серыми тонкообломочными, а также пелитоморфными доломитизированными известняками, обладающими тонкослоистой текстурой. В известняках определены *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch, *Aparchites* aff. *convexus* Netch., *Kloedenellitina verchovskaya* Netch. На Петрушинской площади в верхней пачке, в светло-серых мелкообломочных (псевдооолитовых) известняках, встречены *Endothyra* ex gr. *communis* Ra us., *Quasiendothyra kobeitusana* Ra us. Верхняя граница данковского горизонта, являющаяся кровлей девона, на подавляющей части рассматриваемой территории проводится по смене светло-серых известняков, содержащих брахиоподы *Camarotoechia livonica* Buch глинистыми темно-серыми известняками с брахиоподами *Schuchertella planiuscula* Sem. et Moell., *Plicatifera fallax* Pand., *Camarotoechia panderi* Sem., *Pugnoides volgensis* Schev.

В некоторых скважинах Хоперской моноклинали верхняя граница девона проводится по подошве пласта автохтонного известнякового конгломерата (Яриков, 1964а). В южных разрезах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали литологическое выражение этой границы меняется. Она проводится здесь в однообразной толще известняков. В крайних южных разрезах, где происходит замещение сеновских и заволжских известняков песчано-глинистыми отложениями, граница фиксируется на основании изменения спорово-пыльцевого комплекса. Заволжский горизонт нижнего карбона определяется А. М. Назаренко по присутствию характерных для него видов спор *Trachytriletes soli-*

Naum., *Lophozotriletes cristifer* (Luber) Kedo, *L. malevken-
sis Naum.*, *Hymenozotriletes lepidophytus* Kedo.

Изменение мощности данковского горизонта так же, как и лебе-
дянского, происходит постепенно: от 70 м на западе в районе г. Урю-
пинска до 250 м на востоке, в Щербаковской излучине р. Волги.
В Тормосинском прогибе, вдоль береговой линии бассейна осадкона-
копления, данковский горизонт выклинивается.

Нерасчлененные разрезы фаменского яруса (мамонский тип)

Отложения данного типа широко распространены на юге и юго-
западе Волгоградской, а также северо-востоке Ростовской областей.
Впервые их изучал А. А. Дубянский в 1935 и 1936 гг. в обнажениях
у с. Нижнего Мамона на Дону (Воронежская область), а впоследствии
В. Н. Тихий (1941) и Н. М. Толстихина (1952) в скважинах юго-запад-
ных районов Воронежской области и северо-восточных районов Рос-
товской области. Два последних автора убедительно доказали девон-
ский возраст этих пород. В последние годы эти отложения были
исследованы И. А. Шамраем, С. Я. Ореховым, П. А. Карповым. Выяв-
лено трансгрессивное залегание данного комплекса на размытой по-
верхности различных образований: от петинских слоев бурегского
горизонта до протерозоя (Карпов, 1965). Достаточно полное представ-
ление о литологическом составе разрезов мамонского типа могут быть
некоторые скважины, пробуренные с полным отбором керна (в районе
станции Казанской Ростовской области).

В скв. 139 (хутор Колодезный) непосредственно на породах фун-
дамента залегают следующие отложения, описанные И. А. Шамраем и
С. Я. Ореховым (интервалы в метрах):

- 272—270. Песчаники тонкозернистые, пестрые, с крупными растительными остатками.
- 270—262,5. Песчаники слабосцементированные, мелкозернистые, светло-серые.
- 262,5—272,8. Углистая глина с многочисленными отпечатками крупных растительных
остатков.
- 262,8—244,0. Глины пестрые, каолиновые, от пепельно-серых до бурых и зеленовато-
бурых.
- 244—210. Пески грубозернистые.
- 210—184. Глины белые, пятнистые, буровато-зеленоватые, каолиновые, неплотные,
слоистые; отдельные прослои песчанистые.
- 184—170. Пески грубозернистые, внизу мелкозернистые, с тонкими прослойками глин
и обильными мелкими обуглившимися растительными остатками.

В скв. 141 песчано-каолиновые породы залегают на выветрелом
диабазе, вскрытом на глубине 360—385 м. Такой характер диабаз
свидетельствует о наличии мощной коры выветривания (360—371 м),
сформировавшейся во время перерыва в осадконакоплении. При мик-
роскопическом изучении в диабазе определены плагиоклаз (лабрадор-
битовит, № 65—70) и пироксен ряда клиноэнстатита.

Породы, подобные описанным, вскрыты и в других скважинах на
территории, расположенной между нижним течением р. Хопра и
г. Волгоградом. Возраст этих образований удалось определить только
после обширных исследований спорово-пыльцевых комплексов, прово-
дившихся А. М. Назаренко, М. Н. Егоровой, В. Т. Умновой, Н. И. Ум-
новой и Г. М. Раскатовой. Так, в нижней части описанной песчано-
каолиновой толщи М. Н. Егоровой обнаружен комплекс спор, в кото-
ром преобладают *Lophotriletes livnensis* Naum., *Hymenozotriletes
speciosus* Naum. и другие формы, позволившие ей параллелизовать
вещающие этот комплекс породы с ливенскими слоями. В образцах
из средней части этой же толщи М. Н. Егорова определила споры,
среди которых преобладают *Leiotriletes microrugosus* (Luber).

Naum., *Hymenozonotriletes mirandus* *Naum.*, *Archaeozonotriletes dedaleus* *Naum.* и другие виды, характерные для лебедянского горизонта фаменского яруса.

Наконец, в верхней части песчано-каолиновой толщи в углисто-глинистых прослоях М. Н. Егорова нашла споры *Leiotriletes microrugosus* (Jbr.) *Naum.*, *Lophotriletes curvatus* *Naum.*, *Stenozonotriletes simplex* *Naum.* На Восточно-Европейской платформе этот комплекс, по ее мнению, широко развит в данково-лебедянских отложениях Центрального девонского поля. Над песчано-каолиновыми породами залегают известняки верхней части горизонта. Их возраст доказывается находками форм *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo. В этих же известняках обнаружены брахиоподы *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Busch, которые, по мнению В. И. Шевченко (1964), не встречаются выше данковского горизонта.

В других скважинах рассматриваемой территории возраст базальных слоев разрезов мамонского типа несколько изменяется. Так, при движении к северо-востоку от станицы Казанской, в основании однообразной песчано-каолиновой толщи появляется воронежский комплекс спор, а при движении к юго-востоку — фаменский комплекс. Тем самым подтверждается трансгрессивное залегание песчано-каолиновых отложений: на размытую поверхность при движении к древнему берегу ложатся все более молодые отложения.

Верхние части разрезов мамонского типа также разновозрастны. В скважинах, расположенных к северу и северо-востоку от станицы Казанской, разрез венчается верхней частью данковского горизонта, что доказывается фауной брахиопод и остракод, а в скважинах, расположенных южнее, в сильно углистых алевритистых глинах, залегающих под известняками, А. И. Егоровым и М. Н. Егоровой обнаружен смешанный девонско-каменноугольный комплекс спор. Наличие в нем таких турнейских видов, как *Euryzonotriletes haderatus* Jsch., *Hymenozonotriletes curulis* Jsch., позволяет названным исследователям считать вмещающие породы нижнетурнейскими. Возраст вышележащих известняков не определялся. Известняки, покрывающие терригенные породы в скважинах севернее станицы Казанской, относятся к заволжскому горизонту, поскольку они, согласно определениям А. М. Назаренко, содержат в огромном количестве споры *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo. Содержащиеся здесь остракоды, по мнению М. А. Нечаевой, также характерны для заволжского горизонта Волгоградской области.

Аналогичный разрез мамонского типа изучен восточнее, в скважинах Манойлинской площади. Здесь встречены светло-серые каолиновые глины, залегающие с несогласием на морсовских слоях и содержащие растительные остатки и споры *Hymenozonotriletes speciosus* *Naum.*, *Lophozonotriletes grumosus* *Naum.*, характерные для елановского горизонта. Вышележащие 50 м разреза керном не охарактеризованы. По электрокаротажной характеристике они не отличимы от описанных ниже лежащих и вышележащих песчано-каолиновых пород.

В интервале 1625—1637 м породы представлены зеленовато-серыми аргиллитами (содержащими растительные остатки), пестрыми каолиновыми глинами и светло-серыми песчаниками кварцевыми, полевошпато-кварцевыми, каолиновыми. В породах содержатся споры *Archaeozonotriletes distinctus* *Naum.*, *Lophozonotriletes marogrumosus* Kedo, *Hymenozonotriletes varius* *Naum.*, позволяющие А. М. Назаренко относить эти отложения к нижней части данковского горизонта. Они покрываются зеленовато-серыми слоистыми алевритистыми аргиллитами с многочисленными растительными остатками и прослоя-

ми полевошпато-кварцевых песчаников. Данные породы, по определению А. М. Назаренко, содержат верхнеданковский комплекс спор. Причем преобладают *Archaeozonotriletes distinctus* Naum., *Hymenozonotriletes varius* Naum. Вышележащая известняковая часть верхнеданковского подгоризонта (1590—1605 м) керном не представлена. Граница с заволжским горизонтом турнейского яруса проводится на глубине 1590 м (в подоше темно-серых известняков) на основании находок спор *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, остракод *Sulcella multicostata* Posn., *Kloedenellitina typica* Netch.

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

Разрез девона рассматриваемой территории хорошо отражает цикличность тектонических движений, обуславливающих поднятия и опускания как морского дна, так и областей размыва на суше (Карпов, 1962). Наиболее отчетливо цикличность тектонических движений отражена в отложениях живетского века.

Живетский век характеризуется многократной сменой условий накопления осадков во времени на значительной части изучаемой территории. Наибольшими мощностями отложений (более 400 м) характеризуются Медведицко-Иловлинская и Арчедино-Донская зоны интенсивного прогибания (см. рис. 9), а также Ивановский погребенный прогиб, унаследованный от предыдущего века. Напротив, Хоперско-Бузулукская, Мамонская, Кудиновская и Горно-Водяновская зоны умеренного прогибания характеризуются минимальными мощностями (меньше 200 м). Живетская трансгрессия моря, наступавшего со стороны Прикаспийской синеклизы, фиксируется благодаря залегающим все более молодых пластов ряжской и морсовской толщ сначала (восточнее) на доморсовских отложениях, а затем (западнее) — на породах фундамента. В наиболее западных скважинах Хоперско-Бузулукской зоны умеренного неустойчивого прогибания (хутора Вихлянцевский и Нижне-Антошинский) на породы фундамента ложится уже мосоловская толща. Возможно, что трансгрессия не распространилась в западную часть Тормосинско-Миллеровской зоны и в Ростовскую приподнятую зону.

В морсовское время на всей северо-восточной части рассматриваемой территории преобладало накопление хемогенных сульфатно-доломитовых осадков. Отсутствие отложений в западных районах Хоперско-Бузулукской, Мамонской и Тормосинско-Миллеровской зон объясняется существованием суши, обрамлявшей лагунный морсовский бассейн с запада и юго-запада. Присутствие суши доказывается наличием примеси кластических частиц в морсовских отложениях, примыкающих к районам отсутствия отложений как на западе Хоперско-Бузулукской, так и на юго-востоке Мамонской зон неустойчивого прогибания.

Наличие прослоев полевошпато-кварцевых песчаников и морсовских отложений на северном окончании Медведицко-Иловлинской зоны интенсивного погружения свидетельствует о существовании еще одной суши, расположенной на севере, за пределами изучаемой территории. Повышенная соленость морсовской лагуны была обусловлена, очевидно, сухим и жарким климатом. Об этом свидетельствует не только преобладание хемогенных сульфатно-доломитовых осадков, но и гидрослюдистый состав глин и слабая измененность полевых шпатов.

В мосоловское время трансгрессия распространилась к западу. Известковые (преимущественно микрозернистые) осадки покрыли новые участки Хоперско-Бузулукской и Мамонской зон, а также значительную часть Тормосинско-Миллеровской суши морсовского вре-

мени. Об этом свидетельствует неизменность состава отложений мосо-ловского моря на участках, непосредственно примыкающих к юго-западной границе предворонежского среза, в тех разрезах, где морские породы содержат примесь кластических частиц. Существование суши можно допустить только в крайних западных районах Тормосинского прогиба (западнее р. Калитвы). Трангрессия привела к тому, что почти на всей территории установился режим открытого моря с однообразными условиями накопления осадков. Климат здесь был теплым, способствующим садке хемогенного кальцита. Характерной особенностью мосоловского времени является слабая дифференциация вертикальных движений, что привело к относительному постоянству мощностей слоев.

Новая смена условий осадконакопления произошла на рубеже мосоловского и чернойорского времени и наиболее полно зафиксирована в строении и составе нижневоробьевских отложений. Максимальными мощностями этих отложений (больше 150 м) характеризуются зоны интенсивного прогибания, минимальными — зоны умеренного прогибания. Высокая (80%) песчанность нижневоробьевских отложений в северных районах Медведицкой зоны интенсивного погружения позволяет считать количество кластических частиц, поступавших с севера, вполне достаточным для полной компенсации прогибания осадконакоплением.

Присутствие сидерита и шамозита в воробьевских песчано-алевритовых глинистых осадках при отсутствии кальцита можно расценивать не иначе, как признак опреснения бассейна осадконакопления. С другой стороны, опресненность бассейна свидетельствует о его полной или частичной изоляции от вод открытого моря, расположенного в районе Прикаспийской синеклизы. Изоляцию могли создавать пересыпи, отмели и временные острова, характерные для рассматриваемого бассейна.

Новый трансгрессивный цикл живетского века связан с верхневоробьевско-муллинским погружением морского дна. Мощностями отложений фиксируются те же участки интенсивного и умеренного прогибания, что и в предыдущей части живетского века. Однако условия накопления осадков существенно изменились. В верхневоробьевское время на всей изучаемой территории, а в ардатовское время на отмелях Хоперско-Бузулукской зоны умеренного прогибания существовал мелководный морской бассейн с нормальной соленостью вод и нормальным газовым режимом. Остальная часть ардатовского моря, особенно в северо-восточных районах, представляла собой сравнительно глубокий бассейн, преимущественно с застойными водами, о чем свидетельствует развитие беззамковых брахиопод, стилиолин, редких остатков остракод и пелеципод при полном отсутствии кораллов.

Источником обломочного материала для северных районов территории явилась далекая (по-видимому, Ульяновская) суша, поставлявшая кварцевый мелкозернистый материал, который образовал два пласта, замещаемые к югу известняками.

Появление в конце муллинского времени грубозернистых песчаников полимиктового состава и их приуроченность к юго-западной части Хоперско-Бузулукской зоны умеренного прогибания не оставляют сомнения в том, что конец живетского времени знаменовался поднятием Тормосинско-Миллеровской суши.

Днепровско-Донецкий прогиб в течение первых фаз среднедевонской трансгрессии, по-видимому, представлял собой засолоненную лагуну, на восточном продолжении которой (северо-западный Донбасс) происходило образование соли, выносившей обломки верхнефранских

известняков (Назаренко, 1934). Не исключено, что в Восточном Донбассе образования солей не происходило. Во второй этап среднедевонской трансгрессии территория Днепровско-Донецкого прогиба, по-видимому, покрывалась эпиконтинентальным морем с гумидным климатом на побережье и островах.

Это подтверждается наличием на юго-западной окраине Донбасса морских среднедевонских отложений (Тихомиров, 1959), содержащих остатки тепло- и влаголюбивой растительности (Ищенко, 1965).

В Прикаспийской синеклизе условия для накопления осадков были близкими к тем, которые зафиксированы на прилегающих к ней участках восточного склона Воронежской антеклизы.

Франкий век характеризуется еще большей контрастностью тектонических движений, чем живетский. Уже в пашийское время мощность отложений в Медведицко-Иловлинской зоне интенсивного прогибания достигает 250 м, что превышает мощность одновозрастных отложений зон умеренного прогибания в 3—5 раз. Интенсивное прогибание сопровождалось поднятием Тормосинско-Миллеровской суши и эксплозивной деятельностью вулканов, размещенных в западной части территории. Поле распространения продуктов эксплозивной деятельности (рис. 14) прослеживается в Пашийском бассейне почти от берегов Волги (скв. 46 Усть-Погожской площади) до западных границ Волгоградской области.

Помимо вулканогенно-осадочных пород пашийские отложения содержат на юго-западе прослойки полевошпато-кварцевых грубозернистых песчаников, зона распространения которых достигает на востоке Кудинового палеоподнятия. На севере и северо-востоке описываемой территории в пашийское время отлагались терригенные осадки, не отличающиеся от живетских ни минералогическим, ни гранулометрическим составом.

На территории восточного склона Воронежской антеклизы в пашийское время существовала суша, временами заливавшаяся мелководным опресненным морем. В южных районах Арчедино-Донского

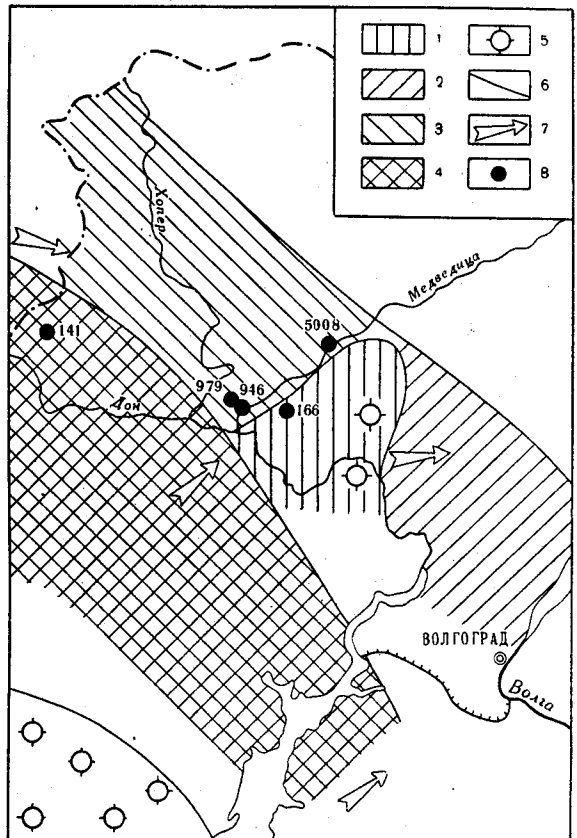


Рис. 14. Схема проявлений вулканизма в пашийское, муллинское и предворонежское время

1 — туфиты и туфопесчаники; 2 — туфоалевролиты; 3 — вулканомиктовые породы с низким содержанием пирокластического материала; 4 — предполагаемая зона размытых пирокластических отложений; 5 — предполагаемые участки наиболее интенсивной вулканической деятельности; 6 — граница распространения пирокластических осадков; 7 — направление движения вулканического материала; 8 — скважины, вскрывшие предворонежские базальты и эффузивные диабазы

прогиба наступление моря фиксируется пачкой глин морского генезиса, разделяющей пашийские песчаники на две равные по мощности части. Накопление пашийских песчаников, по-видимому, происходило в пресных прибрежных озерах и мелководных солоноватоводных лагунах эпиконтинентального архипелагового моря, открытые участки которого были приурочены к Прикаспийской синеклизе.

Кыновское время характеризуется новой трансгрессией, во время которой под уровень моря опускается вся восточная часть Тормосинско-Миллеровской суши пашийского времени.

Основные черты палеогеографии франского века наиболее отчетливо отражены в отложениях саргаевско-ливенского этапа осадконакопления (см. рис. 10). В это время происходили самые активные движения, расчленившие морское дно на приподнятые и опущенные участки.

О колебаниях береговой линии моря в связи с воздыманиями и опусканиями Тормосинско-Миллеровской суши можно судить по типу осадков, расположенных на далеком расстоянии от нее, так как значительная часть прибрежных отложений была размыва. Цикличность колебаний лучше всего отразилась в пределах Хоперско-Бузулукской зоны умеренного прогибания и Арчедино-Донской зоны интенсивного прогибания, где поднятия суши фиксируются пластами песчаников, залегающих в основании семилукского, бурегского, воронежского, евлановского горизонтов. Наиболее обширную территорию суша занимала во время петинской регрессии, что подтверждается континентальным обликом петинских осадков в пределах Арчедино-Донской зоны интенсивного прогибания (Арчединская, Саушинская площади).

В центре Медведицко-Иловлинской зоны устойчивого прогибания, выраженного в рельефе морского дна в виде котловинного прогиба, окруженного с запада биоморфными известняковыми сооружениями, условия осадконакопления не менялись на всем протяжении рассматриваемого времени. Петинская регрессия отразилась здесь незначительным привнесом мелкоалевритовых частиц. Прогиб не был полностью компенсирован осадками к концу франского времени.

На территории Прикаспийской синеклизы в саргаевско-ливенское время, по-видимому, существовало относительно глубокое море с преобладанием карбонатного осадконакопления над терригенным. Действительно, на всех широтах удаление от Тормосинско-Миллеровской суши к востоку и северо-востоку сопровождается уменьшением количества терригенного материала, что особенно заметно на меридиане г. Волгограда. В скв. 48 Усть-Погожской площади, расположенной в 100 км севернее г. Волгограда, отложения саргаевско-ливенского возраста представлены почти одними известняками.

О характере франского осадконакопления в пределах складчатого Донбасса трудно судить однозначно. Площадь развития континентальных франских отложений Волновахского прогиба, образовавшихся в условиях воздымания и при интенсивной вулканической деятельности (Ищенко, 1965), ограничивается на севере зоной, в пределах которой карбон ложится прямо на докембрий.

Фаменское время знаменуется новой трансгрессией, наступившей, по-видимому, после кратковременной регрессии конца франского времени, следы которой запечатлены в выщелоченной зоне ливенских известняков Тарасовской и Коробковской площадей.

Наиболее интересной особенностью верхнефаменского моря является засолонение его центральной части на фоне трансгрессии на Тормосинско-Миллеровскую сушу. Действительно, береговая линия верхнефаменского (сенновского) моря находится на 30—50 км южнее

береговой линии менее засоленного нижнефаменского (зимовского) моря. Нормальная соленость центральных участков бассейна наступила в самом конце сенновского времени и главным образом в заволжское время, когда море, по-видимому, соединилось с океаном.

ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

Дальнейшее изучение девонских отложений изучаемой территории в первую очередь связано с поисками месторождений нефти и газа. Необходимо разрешить некоторые проблемы в области стратиграфии, палеогеографии и коллекторских свойств пород.

Основными нерешенными вопросами изучения девона в области стратиграфии являются: а) выяснение возраста древнейших, доживетских, отложений; б) сопоставление морсовской и мосоловской толщ с одновозрастными отложениями Саратовского Заволжья; в) более детальное расчленение относительно глубоководных разрезов северной части Приволжской моноклинали и сопоставление их с хорошо расчлененными разрезами мелководья.

В области палеогеографии необходимо: а) детализировать зону распространения доломитовых массивов предположительно рифогенного происхождения, располагающихся на стыке относительно глубоководных и относительно мелководных отложений и выяснить их нефтегазоносность; б) найти такие палеогеографические критерии, по которым можно было бы определять погребенные поднятия в среднем девоне по вышележащим (верхнефранским и фаменским отложениям).

Наиболее важным вопросом в изучении коллекторов нефти и газа является выяснение закономерностей стадияльного изменения глубоко залегающих песчано-алевритовых пород, их емкостных возможностей как вмещателей нефти и газа.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы широко развиты на рассматриваемой территории. Поскольку здесь сочленяются Восточно-Европейская платформа и Скифская плита, и для каждого из этих регионов характерны различные стратиграфические схемы карбона, то тщательная увязка этих схем и корреляция каменноугольных разрезов составляет одну из основных задач настоящего раздела. Каменноугольные отложения в пределах описываемой территории установлены на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы, в восточном Донбассе, на валу Карпинского и в Предкавказской тектонической области. На площади Прикаспийской синеклизы карбон пока не вскрыт в связи с очень большой глубиной залегания. По этой причине геологическое описание каменноугольных отложений Прикаспийской синеклизы в настоящей работе не дается.

Самые ранние сведения о каменноугольных отложениях восточного склона Воронежской антеклизы и Донбасса получены в XVIII в. В XIX в. началось более детальное исследование каменноугольных отложений этих регионов. Первые попытки стратиграфического расчленения осадочной толщи Донбасса и составление геологической карты восточной части бассейна принадлежат Е. П. Ковалевскому. Им были выделены пермские и угленосные отложения и впервые отмечена характерная для бассейна повторяемость осадочных слоев. В 1897 г. Ф. Н. Чернышов и Л. И. Лутугин расчленили всю толщу донецкого карбона на три отдела, а каждый отдел — на свиты. Нижний отдел был расчленен на семь свит, средний — на шесть, а верх-

ний — на три. В 1909 г. Л. И. Лутугин и А. С. Снятков приняли новое деление нижнего карбона на пять свит.

В конце XIX в. появляются работы М. А. Александрова, П. П. Пятницкого, Н. И. Лебедева, А. А. Штукенберга, А. В. Павлова, в которых освещается геологическое строение правобережья Дона и бассейна р. Медведицы. Единая система выходов каменноугольных пород на правобережье Дона и в междуречье Медведицы и Иловли была названа А. В. Павловым «Доно-Медведицкими дислокациями».

Новый этап в изучении каменноугольных отложений наступил после Великой Октябрьской социалистической революции. Для территории восточного склона Воронежской антеклизы изучение каменноугольных отложения связано в первую очередь с именем С. В. Семихатовой (1929), в трудах которой разработаны стратиграфические схемы всех трех отделов карбона Нижнего Поволжья. Изучению каменноугольных отложений посвящены работы Ф. П. Пантелеева, П. А. Меньяйленко, В. Я. Дорохова, Е. Н. Семихатовой, Я. С. Эвентова и др.

Изучением каменноугольных отложений южного склона Воронежской антеклизы занимался В. Н. Тихий (1941), давший впервые их описание. Этот автор произвел стратиграфическое расчленение описываемых отложений на ярусы и горизонты, сопоставив последние с аналогичными отложениями складчатого Донбасса, Подмосковного бассейна, Западного Урала и Западной Европы. Изучением микрофауны и флоры в средне- и верхнекаменноугольных отложениях занимались также Н. Е. Бражникова, А. М. Никифорова, Ф. С. Путря.

В Донецком бассейне в период 1924—1938 гг. стратиграфические и литологические исследования проводит группа сотрудников ЦНИГРИ (ВСЕГЕИ): Б. И. Чернышев, Б. К. Лихарев, Л. С. Либрович, Г. Н. Фредерикс, А. П. Ротай, М. Д. Залесский, П. В. Кумпан, П. Ф. Ли и др. В Восточном Донбассе стратиграфические и литологические исследования проводят Ф. С. Путря (1937—1940), А. Г. Кобилев (1938, 1939), А. М. Болдырева, М. И. Соснина и другие исследователи, давшие микропалеонтологическую и литологическую характеристику отдельных свит среднего и верхнего карбона.

Особенно большой размах изучение каменноугольных отложений на площади юго-восточного склона Воронежской антеклизы и Восточного Донбасса приобрело после Великой Отечественной войны, когда здесь стали проводиться в больших объемах геологосъемочные, поисковые, разведочные и исследовательские работы с целью обнаружения месторождений угля, нефти, газа и других полезных ископаемых. На восточном склоне антеклизы палеонтолого-стратиграфическими и литологическими исследованиями карбона занимаются специалисты ЦНИЛ треста «Волгограднефтегазразведка», а затем ВНИИНГ — А. С. Мельникова, В. С. Лаврентьева (1962), А. С. Мельникова и др. (1962), Н. М. Музыченко, Т. Я. Юркевич (1963), Г. П. Никитина (1962, 1964), Г. М. Яриков (1955, 1959а, б, 1964б) и др. Благодаря исследованиям указанных геологов в значительной мере уточнена разработанная ранее С. В. Семихатовой (1949, 1955), Ф. П. Пантелеевым и другими схема стратиграфии карбона, произведено сопоставление разрезов с соседними районами.

Изучением литологии, стратиграфии и палеогеографии каменноугольных отложений на южном склоне Воронежской антеклизы занимались А. М. Розентулер (1959б, 1963, 1964), Г. Д. Киреева (1962), Н. А. Редичкин (1962, 1963), А. П. Резников (1963, 1964), Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Б. А. Погребняк и др. Ими произведено детальное стратиграфическое расчленение вскрытых отложений, выяснены

условия образования осадков и освещена история геологического развития данной территории в течение каменноугольного периода.

На площади Восточного Донбасса изучением литологии и стратиграфии карбона занимались В. А. Банковский (1950), Ю. А. Жемчужников и др. (1959), Г. Д. Киреева (1951), Г. Д. Киреева, С. В. Максимова (1959), А. Г. Кобилев (1958, 1963), В. С. Лазарев (1965), Н. В. Логвиненко (1953, 1959), Е. О. Новик (1950, 1954), Ф. С. Путря (1956), Н. А. Редичкин (1962, 1964), А. М. Розентулер (1959а, 1962), И. А. Шамрай (1954а, б) и ряд других исследователей. В результате работ этих исследователей были уточнены схема стратиграфии карбона Восточного Донбасса, синонимика отдельных известняков и углей; произведена корреляция отложений пород карбона с аналогичными отложениями соседних территорий; изучен литологический состав каменноугольных отложений. Результаты исследований подробно освещены в монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», том 1. В настоящей работе дается лишь краткое стратиграфическое описание и литологическая характеристика карбона Восточного Донбасса.

СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ КАРБОНА

Для восточного склона Воронежской антеклизы принята стратиграфическая схема расчленения каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы, так как эта территория расположена в ее пределах.

Турнейский ярус представлен заволжским, малевским и упинским горизонтами в объеме лихвинского надгоризонта; черепетским и кизеловским горизонтами в объеме чернышенского надгоризонта; визейский ярус — малиновским надгоризонтом без подразделения, бобриковским и тульским горизонтами в объеме яснополянского надгоризонта; алексинским, михайловским и веневским горизонтами в объеме окского надгоризонта и серпуховским надгоризонтом без подразделения; намюрский ярус — протвинским и краснополянским горизонтами; башкирский ярус — ниже- и верхнебашкирским подъярусами без подразделения, московский ярус — верейским, каширским, подольским и мячковским горизонтами, гжельский ярус — биостратиграфическими зонами C_3^1a , C_3^1b , C_3^1c , C_3^1d ; оренбургский ярус — псевдофузулиновым горизонтом.

Для южного склона Воронежской антеклизы в связи с переходным характером развитых здесь каменноугольных отложений принята схема стратиграфии Русской плиты и одновременно даются отвечающие ей стратиграфические подразделения, принятые в Донбассе.

В Донецком бассейне мощность каменноугольной толщи, представленной многократным переслаиванием морских и континентальных осадков, достигает нескольких тысяч метров. Разрез карбона отличается полнотой и выдержанностью на большей части территории и изобилием остатков разнообразной фауны и флоры. Это позволяет сравнить его с разнофациальными синхронными образованиями других областей и стран.

В результате многолетнего детального палеонтологического и биостратиграфического изучения каменноугольных отложений Донецкого бассейна была выработана стратиграфическая схема расчленения этих отложений (Айзенберг и др., 1963). В основу ее легла схема Геологического комитета, несколько видоизмененная в 1937 г. (Степанов и др., 1937), которая в основном была разработана для среднего и верхнего

отделов карбона. Для нижнего отдела карбона за основу была взята схема А. П. Ротая. Строго специфический состав фауны или флоры и своеобразный литологический состав разных пластов донецкого карбона позволяют использовать многие из них в качестве маркирующих горизонтов. Эти индивидуальные литолого-фациальные черты каждого такого слоя достаточно устойчивы на большой площади и на фоне последовательного общего (эволюционного) изменения состава фауны и флоры в разрезе каменноугольных отложений способствуют их детальному стратиграфическому расчленению и корреляции.

Каменноугольные отложения Донецкого бассейна разделяются на три отдела: нижний (C_1), средний (C_2) и верхний (C_3). Отделы разделены на свиты: нижний на пять свит — C_1^1 (А), C_1^2 (В), C_1^3 (С), C_1^4 (D), C_1^5 (Е); средний на семь свит — C_2^1 (F), C_2^2 (G), C_2^3 (H), C_2^4 (I), C_2^5 (K), C_2^6 (L), и C_2^7 (M) и верхний на три свиты — C_3^1 (N), C_3^2 (O) и C_3^3 (P).

Почти весь карбон, за исключением нижней его карбонатной части, сложен многокилометровой толщей алевритовых и глинистых сланцев, песчаников с подчиненными им пластами известняков и углей. Пласты известняков и углей, имея небольшую мощность, в то же время выдержаны на больших площадях и поэтому каждый из них также получил свой постоянный индекс по месту в разрезе свиты. Например, постоянные пласты известняков свиты C_2^7 (M) обозначаются (снизу вверх) индексами M_1 , M_2 , M_3 и т. д., а пласты угля — m_1 , m_2 , m_3 и т. д. Пласты непостоянные, появляющиеся лишь на отдельных площадях, обозначаются дополнительным номером сверху у буквенного индекса. Например, если между известняками M_7 и M_8 местами появляются два дополнительных непостоянных известняка, они обозначаются M_7^1 и M_7^2 , то же и для углей. Границы между свитами проводятся по подошве первого известняка этой свиты: M_1 , N_1 , O_1 и т. д.

Соотношение подразделений донецкого карбона (свит и зон) с подразделениями (горизонтами и др.) унифицированной стратиграфической схемы каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1963 г. (1965), показано на сводной стратиграфической табл. 5. Из этой таблицы видно, что в составе донецкого карбона представлены все ярусы системы. Из них турнейский, визейский и намюрский ярусы составляют нижний ее отдел; башкирский и московский — средний отдел; гжельский и оренбургский — верхний отдел. В свою очередь турнейскому и визейскому ярусам отвечают суммарно свиты C_1^1 (А), C_1^2 (В) и нижняя половина свиты C_1^3 (С); намюрскому ярусу отвечают верхняя половина свиты C_1^3 (С), свита C_1^4 (D) и нижняя часть свиты C_1^5 (Е); башкирскому ярусу — верхняя часть свиты C_1^5 (Е), свиты C_2^1 (F)— C_2^4 (I) и нижняя часть свиты C_2^5 (K); московскому ярусу — верхняя часть свиты C_2^5 (K), свиты C_2^6 (L), C_2^7 (M) и нижняя половина свиты C_3^1 (N). Верхний отдел карбона Донбасса на ярусы не делится, он включает свиты: C_3^1 (N), от известняка N_2 , C_3^2 (O) и C_3^3 (P).

Кроме того, в Донецком бассейне принято биостратиграфическое расчленение каменноугольных отложений на зоны. Турнейский ярус расчленяется на четыре зоны: C_1^1a , C_1^1b , C_1^1c , C_1^1d ; визейский ярус на девять зон: C_1^2a , C_1^2b , C_1^2c , C_1^2d , C_1^2e , C_1^2f , C_1^2g , C_1^2h , $C_1^2a_1$; намюрский ярус на пять зон: $C_1^3a_2$, C_1^3b , C_1^3c , C_1^3d , C_1^3e ; башкирский ярус на пять зон: C_2^1a , C_2^1b , C_2^1c , C_2^1d , C_2^1e ; московский ярус на пять зон: C_2^2a , C_2^2b , C_2^2c , C_2^2d , C_2^2e ; верхний карбон на четыре зоны: C_3a , C_3b , C_3c , C_3d .

Приведенная схема расчленения каменноугольных отложений является общей для всего Донецкого бассейна, в том числе и для восточной его части, которая полностью расположена в пределах Ростовской области и в дальнейшем для краткости будет именоваться «Восточным Донбассом». Стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений Донбасса на ярусы и зоны произведено на основании изучения и монографического описания важных групп фауны (брахиоподы, гониатиты, трилобиты, кораллы, мшанки, фораминиферы и др.) и флоры. Подробная палеонтологическая характеристика ярусов и отдельных зон дана в монографиях Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Е. О. Новик, А. П. Ротай, П. Л. Шульги «Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна» (1963) и в III главе («Стратиграфия каменноугольной системы Донецкого бассейна», А. П. Ротай) I тома «Геологии месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1963).

Ввиду того что в отношении объема и стратиграфических границ некоторых ярусов и зон каменноугольной системы Донецкого бассейна существуют различные мнения, считаем необходимым изложить некоторые из них.

А. П. Ротай на основании изучения брахиопод, кораллов, фораминифер средний карбон в Донбассе был разделен на два яруса. Нижний ярус им был назван донбасским (в 1944 г. А. П. Ротай назвал его каяльским), а верхний — московским. Каяльский ярус включает в себя толщу от известняка F_1 внизу до известняка K_3 вверх, т. е. свиты C_2^1 , C_2^2 , C_2^3 , C_2^4 и нижнюю часть свиты C_2^5 среднего карбона, с которым он сопоставляет башкирский ярус Башкирского Приуралья и верейский горизонт Подмосковья, считая, что последний не должен входить в московский ярус.

В унифицированной стратиграфической схеме каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы (1965) нижний ярус среднего карбона назван башкирским; с ним сопоставляются отложения среднего карбона Донбасса в объеме от верхней части свиты C_1^5 (от известняка E_8) до нижней части свиты C_2^5 (до известняка K_3), причем верейский горизонт входит в московский ярус, и ему соответствует свита C_2^5 Донбасса (от известняка K_3 до известняка L_1). Такого же мнения придерживаются Н. Е. Бражникова и П. Д. Потиевская. В принятой в данном разделе стратиграфической схеме нижняя половина среднего карбона именуется как башкирский ярус. За границу между средним и верхним карбоном принят известняк N_2 , в котором появляются первые представители рода *Protriticites*. Однако в унифицированной схеме нижняя граница верхнего карбона устанавливается по широкому распространению рода *Protriticites* и появлению рода *Obsoletes*. Вероятно, правильнее было бы считать за нижнюю границу известняк N_3 , в котором в Восточном Донбассе действительно уже довольно часто встречаются протритициты и появляются обсолеты.

В Западном Донбассе верхний карбон расчленяется не на ярусы, а только на зоны. Это объясняется тем, что верхняя часть свиты C_3^3 и вышележащая картамышская свита нижней перми (свита медистых песчаников) фауны не содержит.

В Восточном Донбассе в северной междувдвиговой зоне буровыми скважинами был вскрыт полный разрез верхнего карбона, от нижней части свиты C_1^3 до ассельского яруса нижней перми включительно, представленный толщей переслаивающихся алевроитовых и глинистых сланцев, известняков и песчаников. Известняки довольно мощные, содержат богатую фауну, в том числе фораминифер. На основании изучения последних были выделены пять зон, соответствующих ори-

| | | Москов | | Москов | | | | Москов | | Каширский | | Каширский | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|---------|------------------------------|--------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------|---|-----------------------------------|---|--------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|----------------|------------------|-------------|-----------------------------|--|--|--|--|-----------------------------|----------------|-----------------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|-----------|
| | | Нижний | | | | | | | | Верейский | | Верейский | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Верхний | Окский | Серпуховский | Стешевский | Башкирский (C ₂ b) | Башкирский (C ₂ b) | L ₁ | C ₂ ^m b | L ₁ | Каширский | K ₃ | Каширский | Верхнебашкирский | Каширский | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | Тарусский | | | | C ₂ ^m a | | C ₂ ⁵ | | Верейский | | | Верейский | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | Окский | Веневский | | | Мелекесский | I ₂ | C ₂ ^b e | C ₂ ⁴ | I ₂ | Мелекесский | G ₁ | Черемшанский | Нижебашкирский | Верхнебашкирский | Каширский | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | Михайловский | | | Черемшанский | C ₂ ² (G) — C ₂ ³ (H) | C ₂ ^b b — d | C ₂ ² — C ₂ ³ | Черемшанский | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | Алексинский | | | Прикамский | C ₂ ¹ (F) | C ₂ ¹ | C ₂ ¹ | Прикамский | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | Северокельтменский | F ₁ | C ₂ ^b a | C ₂ ¹ | Северокельтменский | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Средний | Намюрский (C ₁ n) | | | Краснополянский | Намюрский (C ₁ n) | Намюрский (C ₁ n) | E ₈ | C ₁ ⁵ (E) | E ₈ | C ₁ ⁵ | C ₁ ⁿ c | Краснополянский | Серпуховский | Краснополянский | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | Протвинский | | | | E ₁ | | C ₁ ⁿ e | | C ₁ ⁿ c | | | Протвинский | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | C ₁ ⁴ (D) | | | | C ₁ ⁴ | C ₁ ⁿ a ₁ — C ₁ ⁿ d | Протвинский | | Протвинский | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | C ₁ ³ (C) | | | | D ₁ | | C ₁ ⁿ a ₂ — C ₁ ⁿ d | | C ₁ ⁴ | Стешевский | Протвинский | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | C ₁ ² (B) | | | | C ₃ | | C ₁ | | C ₁ ⁿ a ₁ | C ₁ ³ | Тарусский | C ₁ ² | V ₁₂ | C ₁ ^v h | C ₁ ^v h | Тарусский | Окский | Тарусский |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | V ₁ | | | | | C ₁ ^v g | | |
| | | | | | | | C ₁ ^v f | | C ₁ ^v f | | Окский | Михайловский | Михайловский | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Окский | Алексинский | Алексинский | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Единая стратиграфическая шкала | | | | Унифицированная региональная стратиграфическая схема Русской платформы, 1962 г. | | | Стратиграфическая схема Донецкого бассейна, 1963 г. | | | | Южный склон Воронежской антеклизы, 1964 г. | | | Восточный склон Воронежской антеклизы (Волгоградское Поволжье) | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|------------------------------|-------------------------------|---|---------------------------|--------------|---|--|-------------------------------|-------------------------------|--|-----------------------------------|-----------------------------------|--|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------|--------------|-------------|
| Система | Отдел | Ярус | Польярус | Надгоризонт | Горизонт | Местная зона | Ярус | Свита | Известники | Местная зона | По донбасской схеме | | Горизонт, зона | Надгоризонт | Горизонт, зона | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Свита | Зона, известняк | | | | | | | | | | | |
| Каменноугольная | Нижний | Визейский (C _{1v}) | Средний | Яснополянский | Тульский | | Визейский (C _{1v}) | | | | C ₁ ^v e | C ₁ ^v e | Тульский | Яснополянский | Тульский | | | | | | | | |
| | | | | | Бобриковский (угленосный) | | | | | | C ₁ ^v d | | C ₁ ^v d | | Бобриковский | Бобриковский | | | | | | | |
| | | | Нижний | Малиновский | Радаевский | | | | | | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | C ₁ ^v a — c | Малиновский | | | | |
| | | | | | Елховский | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | Турнейский (C _{1t}) | Верхний | Чернышевский | Кизеловский | | | | | | C ₁ ^t | C ₁ ^t (A) | | | | | C ₁ ^t | C ₁ ^t d | C ₁ ^t d | Кизеловский | Чернышевский | Кизеловский |
| | | | | | | Черепетский | | | | | | | | | | | | | C ₁ ^t c | C ₁ ^t c | Черепетский | Черепетский | |
| | | Нижний | | Лихвинский | Упинский | | C ₁ ^t b | C ₁ ^t b | C ₁ ^t b | C ₁ ^t b | Упинский | | | | | | | Лихвинский | Упинский | | | | |
| | | | | | Малевский | | C ₁ ^t a ₂ | C ₁ ^t a ₂ | Малевский | Лихвинский | Малевский | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | Заволжский | | C ₁ ^t a ₁ | C ₁ ^t a ₁ | Заволжский | Лихвинский | Заволжский | | | | | | | | | | | | |

зонтам (зонам), выделенным в верхнем карбоне на Восточно-Европейской платформе. Подробное палеонтологическое обоснование зон дается ниже при описании каменноугольных отложений северо-востока Донбасса и южного склона Воронежской антеклизы. Ниже описываются основные типы разрезов.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Воронежская антеклиза

Каменноугольные отложения южного склона Воронежской антеклизы являются переходными от типично платформенных образований юго-востока Восточно-Европейской платформы к отложениям складчатого Донбасса. Ввиду этого стратиграфическое описание карбона Первомайско-Чирской моноклинали дается ниже одновременно и по схеме карбона Восточно-Европейской платформы, и по схеме Донецкого бассейна. В качестве границы между южным и восточным склонами Воронежской антеклизы принимается осевая линия Казанско-Калачевской зоны поднятий.

Каменноугольные отложения широко развиты на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы. Естественные обнажения карбона известны в окрестностях городов Жирновска, Фролово, станицы Казанской и на Донской Луке. На остальной территории карбон покрыт чехлом более молодых образований общей мощностью от нескольких десятков метров (северная часть Первомайско-Чирской и Хоперской моноклиналей) до нескольких сотен метров (Приволжская моноклираль, Тормосинский прогиб).

Полные разрезы карбона известны только на Приволжской моноклинали в районе сел Мариновка, Качалино и Умет, где мощность карбона составляет 1681—1921 м. На южном склоне Воронежской антеклизы, вблизи Северодонецкого надвига, мощность карбона достигает 2753 м в разрезе Тормосинской опорной скважины и 2900 м в скважине у пос. Тарасовского. Однако несмотря на большие мощности, указанные разрезы неполны: в первом из них нет псевдофузулинового горизонта, во втором — верхнего карбона. При движении с юга и востока по направлению к Павловскому выступу докембрия (Воронежская область) мощность каменноугольных отложений сокращается вплоть до выклинивания в районе г. Урюпинска.

Нижний карбон

Отложения нижнего карбона представлены на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы всеми тремя ярусами: турнейским, визейским и намюрским. Общая мощность нижнего карбона колеблется в пределах 0—200 м (Хоперская моноклираль), 80—650 м (Первомайско-Чирская моноклираль), 430 м (Тормосинский прогиб) и 657—691 м (Приволжская моноклираль). Уменьшение мощности в направлении Павловского выступа происходит не только за счет срезания отложений верхних горизонтов предверхнемеловым размывом, но и вследствие сокращения мощностей отдельных горизонтов в этом направлении, а также в связи с выпадением отдельных горизонтов, вызванным перерывами в осадконакоплении (рис. 15, 16, 17).

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса на изучаемой площади лежат несогласно на девонских отложениях или на докембрийском кристаллическом фундаменте. Граница между девоном и карбоном проводится

в основании заволжского горизонта. Здесь в основном наблюдается смена девонской фауны на каменноугольную и фиксируется стратиграфический перерыв, выраженный прослоем конгломерата в основании заволжского горизонта. Верхняя граница турнейского яруса проводится по подошве надизвестняковой терригенной толщи.

Турнейский ярус представлен заволжским, малевским, упинским, черепетским и кизеловским горизонтами. Общая мощность отложений

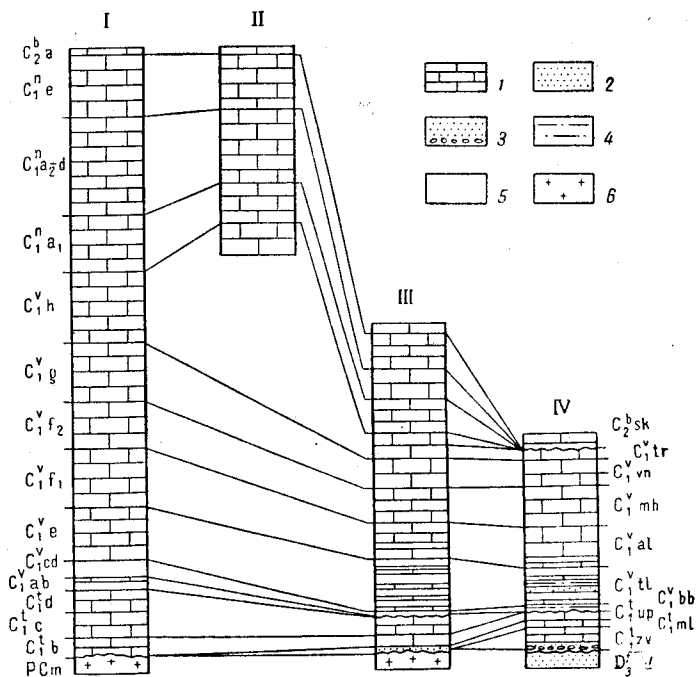


Рис. 15. Сопоставление сводных разрезов нижнего карбона южного склона Воронежской антеклизы (составил Н. А. Редичкин)

Площади: I — Тарасовская; II — Миллеровская; III — Чертковская; IV — Вешенская
1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — кристаллические породы

турне возрастает от 36—46 м (северная часть Первомайско-Чирской моноклинали) и 56—65 м (Хоперская моноклинали) до 196—200 м (Приволжская моноклинали). На юге Первомайско-Чирской моноклинали неполная мощность яруса ввиду отсутствия малевского и заволжского горизонтов составляет 72 м (пос. Тарасовский). В районе Тормосинского прогиба неполная мощность яруса, обусловленная разрывом верхней его части и отсутствием, очевидно, самых низов заволжского горизонта, составляет 45 м (пос. Суровикино) и 32 м (хутор Тормосин).

Заволжский горизонт в пределах южного склона Воронежской антеклизы развит в Тормосинском прогибе и на северной окраине Первомайско-Чирской моноклинали. В последнем районе он представлен темно-серыми до черных тонкослоистыми слабоизвестковыми глинами, переслаивающимися с алевролитами и известняками (последние встречаются в верхней части разреза). Известняки серые, детритусовые, псевдоконгломератовидные, содержат брахиоподы *Plicatifera fallax* Pand., *P. kalmiusi* Rotai, *Schuchertella planiuscula* Sem. et

Moell., кораллы *Siringopora reticulata* Goldf., остракоды *Eridoncha socialis* Eichw., единичные фораминиферы *Quasiendothyra communis* Raus., трубки червей *Serpula vipera* Ven. (последние местами образуют массовые скопления, создавая прослой серпуловых известняков).

Несколько иное строение заволжского горизонта наблюдается в Тормосинском прогибе. Если верхняя часть горизонта представлена

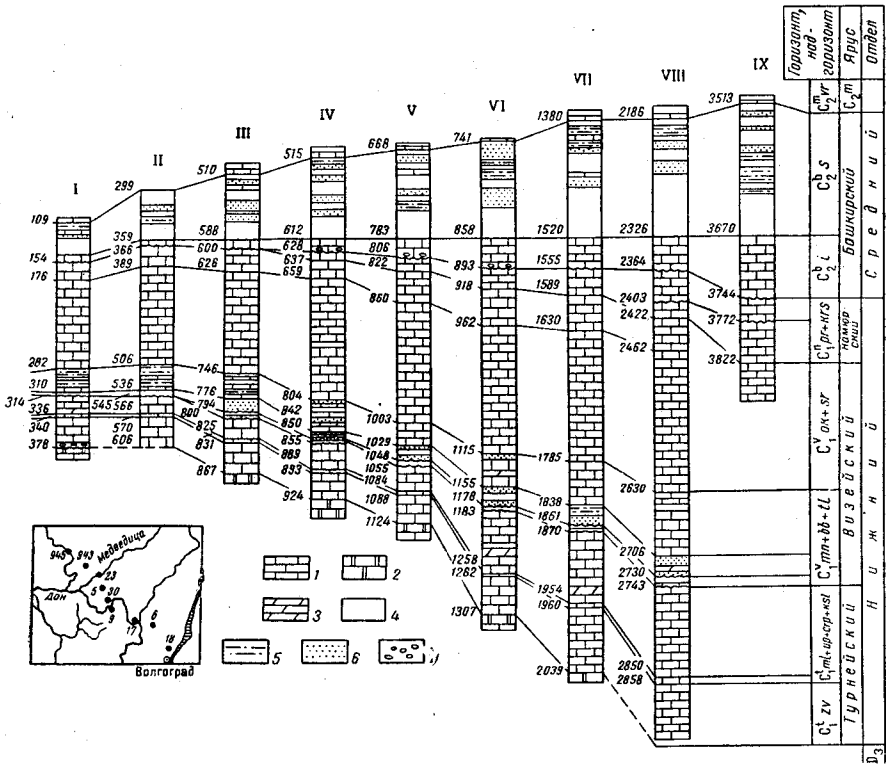


Рис. 16. Сопоставление разрезов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона восточного склона Воронежской антеклизы (с юго-востока на северо-запад). Составил Г. М. Ярыков

С к в а ж и н ы: I — Хоперская 945; II — Хоперская 943; III — Абрамовская 23; IV — Клетская Почта 5; V — Верховская 30; VI — Саушинская 9; VII — Сиротинская 17; VIII — Качалинская 6; IX — Городищнская 18

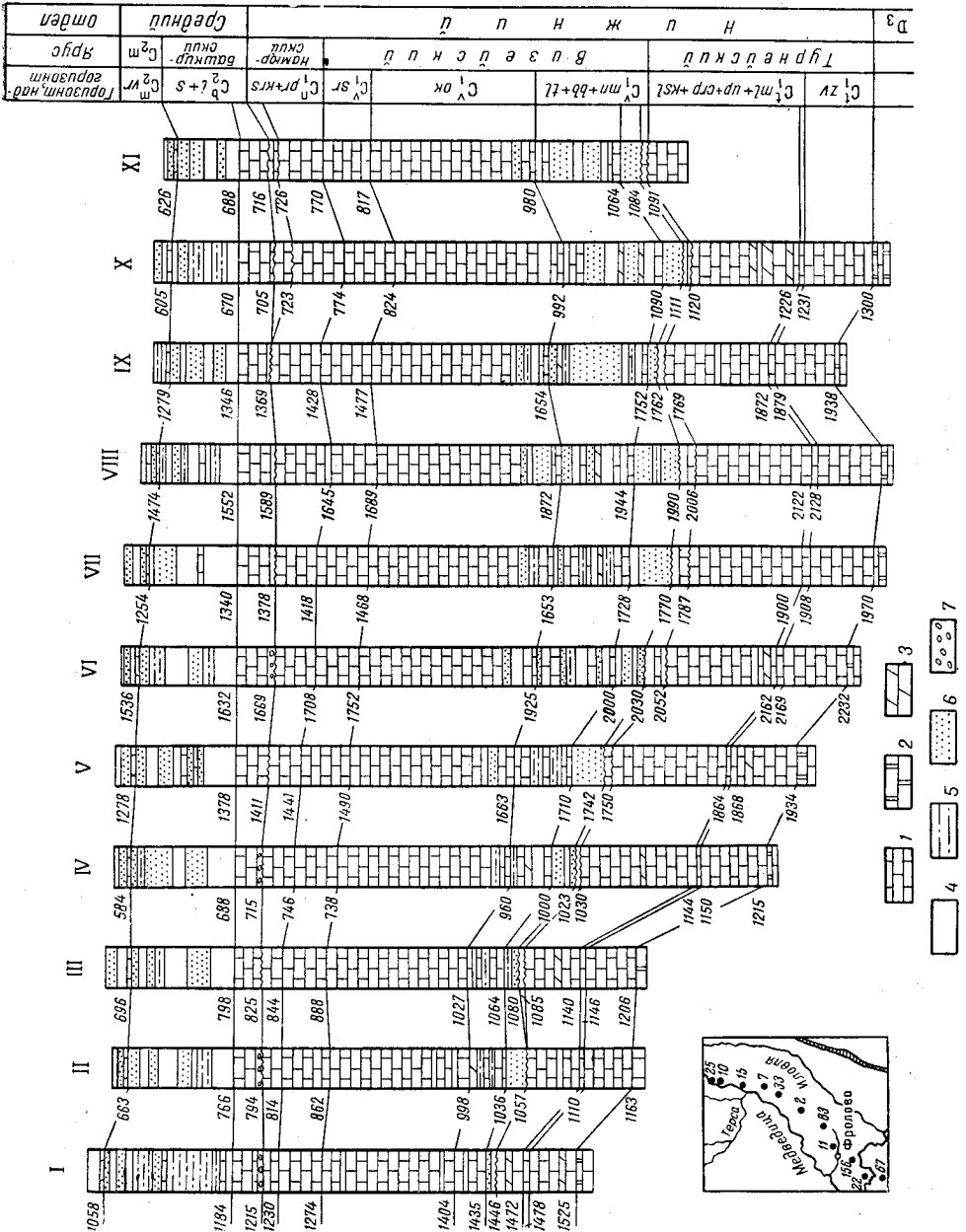
1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты

также известняками, аналогичными вышеописанным, то нижняя (большая) часть сложена глинами, песчаниками и гравелитами. Залегают они здесь, как и в других районах, несогласно на породах верхнего девона.

Мощность заволжского горизонта на Первомайско-Чирской моноклинали колеблется от нуля (пос. Чертково, верховья р. Чира) до 25 м (станции Казанская, Вешенская). В Тормосинской опорной скважине она составляет 27 м.

В пределах восточного склона Воронежской антеклизы заволжский горизонт развит повсеместно и сложен типично морскими мелководными отложениями: известняками, реже доломитизированными их разностями и еще реже доломитами. Известняки обычно серые, светло-серые и темно-серые, глинистые, неравномерно перекристаллизованные

ные, трещиноватые, ложноконгломератовидные. Структура их детрито-сово-шламовая, биоморфно-детритусовая, в некоторых прослоях микрозернистая (с редким детритусом и шламом), мелкокомковатая; внизу



известняки становятся органогенно-обломочными и сгустково-детритусовыми, содержат многочисленные многокамерные фораминиферы, редкие створки остракод, оболочки червей и комочки пелитоморфного кальцита. В самом низу горизонта на бугристых поверхностях напластования глинистых известняков отмечаются иногда следы червей —

илоедов. В этой же части разреза известняки обычно сильно нарушены, с волнисто изогнутыми прослоями глин, обогащены органическими остатками (часто отмечаются скопления обломков брахиопод, остракод, члеников криноидей, раковин фораминифер, раскристаллизованных спикул губок, обрывков мшанок и водорослей).

В составе фораминифер заволжского горизонта почти во всех изученных разрезах Хоперской и Приволжской моноклиналей, а также Доно-Медведицкого вала установлены два комплекса, свидетельствующие о наличии двух фаз в развитии фораминифер заволжского времени. Нижний комплекс содержит довольно частые *Septatourayella rauserae* Lip., крупные и высокоразвитые *Quasiendothyra communis* Raus., *Q. communis* f. *markovskii* Tchern., *Q. communis* f. *regularis* Lip. Верхний комплекс включает в себя частые *Quasiendothyra kobeitusana* Raus., *Q. communis* Raus., *Paracaligella antropovi* Lip.

Заволжские отложения охарактеризованы также комплексом брахиопод, среди которых определены *Schuchertella* cf. *planiuscula* Sem. et Moell., *Sch. sentenovi* Sok., *Camarothoechia panderi* Sem. et Moell., *Pugnoides volgensis* Schev., *Athyris vogdti* Peetz., *Plicatifera ivanovi* Sok. Для описываемых отложений характерен также комплекс сетчатых спор *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *H. lepidophytus* var. *tener* Kedo совместно с более редкими *Lophozonotriletes malevkensis* Naum. и *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. Мощность заволжского горизонта колеблется от 23—36 м (Хоперская моноклиналь) до 70 м (Приволжская моноклиналь).

Малевский горизонт распространен в пределах Первомайско-Чирской моноклинали почти на той же площади, что и заволжский. Представлен он здесь серыми и светло-серыми глинистыми детритусово-шламовыми известняками, местами доломитизированными, со следами внутрiformационных размывов, с редкими и маломощными прослойками темно-серых глин, алевролитов и кварцевых песчаников. В известняках выявлен однообразный комплекс редко встречающихся примитивных фораминифер *Bisphaera irregularis* Bir., *B. malevkensis* Bir., *Earlandia minima* Bir. Кроме того, в известняках обнаружены брахиоподы *Rugosochonetes malevkensis* Sok., *Camarothoechia panderi* Sem. et Moell. и остракоды *Paraparhites microphthalmus* Eichw., *Carbonita malevkensis* Posn. Мощность малевского горизонта в пределах северной части Первомайско-Чирской моноклинали составляет от нуля (с. Дегтево) до 12 м (станция Казанская).

На восточном склоне Воронежской антеклизы малевский горизонт соответствует по объему бисферовым слоям. Представлен он серыми, светло-серыми и желтовато-серыми известняками с характерной комковатой или сгустково-комковатой структурой, иногда органогенно-обломочными (Хоперская и Приволжская моноклинали), реже оолитовыми (Арчедино-Донской блок). Книзу известняки становятся мелко- и тонкозернистыми.

В описанных породах отмечается массовое скопление бисфер: *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir., *B. minima* Lip.

Рис. 17. Сопоставление разрезов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона восточного склона Воронежской антеклизы (с юго-запада на северо-восток). (Составил Г. М. Яриков)
 I — Манойлинская 67; II — Верховская 22; III — Паннско-Шляховская 186; IV — Арчелдинская 11; V — Кудино-Ская 83; VI — Романовская 2; VII — Коробковская 33; VIII — Тарасовская 7; IX — Нижне-Добрянская 15; X — Жирновская 10; XI — Бахметьевская 25
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты

присутствуют *Vicinesphaera angulata* Antr., *Parathuramina suleimanovi* Lip. В сообществе с ними обнаружены брахиоподы *Rugosochonetes malevkensis* Sok., *Paulonia ranovensis* Petz., *Punctospirifera malevkensis* Sok., *Camarothoechia panderi* Sem. et Moell., *Plicatifera* aff. *fallax* Pand., *Pl. cf. kalmiusi* Rotai и остракоды *Paraparchites subwrigtianus* Posn., *Carbonita malevkensis* Posn., *C. acuriangulata* Posn., *Bairdia zaninae* Posn. Комплекс спор представлен такими формами, как *Stenozonotriletes stenolomus* Naum., *Lophozonotriletes malevkensis* Naum., *L. rarituberculatus* Lubert, *Archaeozonotriletes malevkensis* Naum., *A. variabilis* Naum. Мощность малевского горизонта колеблется от 2 м (Хоперская моноклираль) до 10 м (Приволжская моноклираль).

Верхняя граница горизонта условно проводится по смене бисферовых органогенно-обломочных или сгустково-комковатых известняков микрозернистыми известняками со смешанным упинско-малевским комплексом фораминифер. В основании микрозернистых известняков лежит обычно тонкий прослой темно-серого, иногда черного, полимиктового мергеля или голубовато-серая известковистая глина.

Упинский горизонт в отличие от двух предыдущих распространен на всей площади южного склона Воронежской антеклизы. Он сложен серыми неравномерно глинистыми детритусовыми, реже микрозернистыми известняками. По всей толще в стилолитовых швах отмечаются примазки и тонкие прослойки темной и зеленовато-серой глины. В известняках встречены фораминиферы *Earlandia minima* Bir., *Chernyshinella* ex gr. *glomiformis* Lip., *Ch. disputabilis* Dain, *Plectogyra* sp., брахиоподы *Paulonia media* Leb., а также остракоды, спикулы губок и другие органические остатки.

В Тормосинском прогибе (скв. 19 у пос. Суравикино) в отличие от других разрезов нижняя часть упинского горизонта сложена песчаниками с прослоем глины. Песчаники светло-серые, полевошпатовые, разнозернистые, слабоглинистые и слабоизвестковые. Глина темно-серая, слабоалевритистая, слюдистая, пиритизированная, с многочисленными растительными остатками. Терригенная часть разреза сменяется кверху известняками, аналогичными вышеописанным и содержащими фауну фораминифер. Мощность горизонта в пределах южного склона антеклизы колеблется от 4—7 м на севере (станции Казанская и Вешенская) до 20 м на юге (пос. Тарасовский).

На восточном склоне антеклизы упинский горизонт представлен глинисто-карбонатной толщей, в которой преобладают известняки, обычно глинистые, серого и коричневатого-серого цвета, доломитизированные, иногда переходящие в доломиты. Структура известняков тонко- и мелкозернистая, сгустково-комковатая, с немногочисленным детритусом из сильно раскристаллизованных остракод, реже криноидей, водорослей и фораминифер. Доломиты серые, глинистые, тонкозернистые, образующие тонкие прослой в средней части горизонта.

В Николаевской опорной скважине в низах горизонта отмечаются частые волнистые слои зеленовато-серой известковистой глины, а в основании залегает прослой зеленовато-серого мергеля.

Фауна фораминифер, встреченная в известняках упинского горизонта во многих разведочных и структурных скважинах, очень бедна и маловыразительна. Смешанный малевско-упинский комплекс был определен в Николаевской опорной скв. 2. Состоит он из *Bisphaera grandis* Lip., *B. irregularis* Bir., *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathuramina tuberculata minima* Lip., *P. suleimanovi* Lip., *Earlandia minima* Bir., *Evoolutina elementa* Antr., *Vicinesphaera squalida*

Аптр. Более характерной оказалась фауна остракод и брахиопод. Из остракод определены такие типичные для упинского горизонта формы, как *Glyptopleura bulbosa* Posn., *Carbonita acutiangulata* Posn., *Carboprimitia polenovae* Posn., из брахиопод встречены *Chonetes upensis* Sok., *Plicatifera ivanovi* Sok., *Camarothoechia upensis* Sok., *Athyris* cf. *puschiana* Vern., *A. subpyriformis* Sem. et Moell.

Мощность упинского горизонта колеблется от 3—5 м (Хоперская моноклинали) до 24—26 м (Приволжская моноклинали). Верхняя граница горизонта проводится по кровле доломитов или доломитовых мергелей, выше которых в известняках сразу же появляются фораминиферы черепетского возраста.

Черепетский горизонт в большинстве районов южного склона антеклизы представляет верхнетурнейский подъярус. Слагается он серыми и светло-серыми детритусовыми и детритусово-фораминиферовыми известняками с редкими тонкими прослойками темно-серых и зеленовато-серых глин по неровным поверхностям наслоения. В известняках выявлен богатый комплекс фораминифер (*Chernyshinella glomiformis* Lip., *Septabrunsiina krainica* Lip., *Spiroplectammina tschernyshinensis* Lip., *Plectogyra tuberculata* Lip., *Pl. spinosa* N. Tschern. и ряд других форм), а также брахиоподы, остракоды, водоросли, кораллы. Мощность горизонта колеблется от 0—10 м на севере (станция Казанская) до 30 м на юге (пос. Тарасовский).

Почти на всей территории восточного склона антеклизы черепетский горизонт представлен двумя пачками: нижней — глинисто-мергельно-известняковой и верхней — известняковой.

Нижняя пачка сложена известняками с прослоями мергелей, глин, иногда доломитов. Известняки серые и светло-серые, местами коричневатые, часто глинистые, трещиноватые, микро- и тонкозернистые, детритусово-шламовые, детритусово-сгустковые, реже водорослевые; во многих случаях они неравномерно перекристаллизованы, а местами доломитизированы вплоть до перехода в доломиты микро- или тонкозернистые, коричневатые, с детритусом. В известняках Хоперской моноклинали, Арчедино-Донского блока и Николаевской опорной скважины встречены фораминиферы *Chernyshinella glomiformis* f. *typica* Lip., *Ch. glomiformis* f. *minima* Lip., *Ch. disputabilis* Dain., *Ch. paraglomiformis* Lip., *Spiroplectammina* cf. *mirabilis* Lip., *Glomospiranella glebovskayae* Dain. Из брахиопод определены *Chonetes hardrensis* Phill.

Мергели в основном доломитизированные, серые и темно-серые, микрозернистые, с редким детритусом из фораминифер и остракод, с раскристаллизованными обломками брахиопод, члениками криноидей и остатками водорослей. Вверх и вниз по разрезу они постепенно сменяются или известняками, или темно-серыми до черных глинами алевролитистыми, известковистыми, слабослюдистыми, с обломками раковин брахиопод, члениками криноидей и с агрегатными скоплениями пирита. К западу и к югу от Доно-Медведицкого вала мощность нижней пачки резко сокращается, однако прослойки глин и доломитовых мергелей сохраняются. С. В. Семихатова и В. А. Сытова (1951) сопоставляют эту часть разреза черепетского горизонта с агеевской свитой Подмосковского бассейна.

Верхняя известняковая пачка прослежена на Приволжской моноклинали и в районах Доно-Медведицкого вала. На Хоперской моноклинали и в Тормосинском прогибе отложения ее размыты последующей предвизейской трансгрессией. Эта пачка сложена серыми и светло-серыми известняками со слабо буроватым или коричневатым

оттенком. Структура известняков в основном тонко- и мелкозернистая, реже — микросугустковая и детритусовая. Местами они доломитизированы и заключают в себе тонкие изогнутые выклинивающиеся прослойки углисто-глинистого материала. В скв. 14 Горно-Водяновской площади, расположенной на Приволжской моноклинали, в кровле пачки прослежен тонкий (0,1 м) прослой углистой сланца. Кроме указанных выше фораминифер в этой пачке встречаются частые *Spiroplectamina mirabilis* Lip., *Septabrunsiina krainica* Lip., *Plectogyra tuberculata* Lip., *Pl. ex gr. latispiralis* Lip., а также брахиоподы *Chonetes hardrensis* Phill., *Martinia cf. praegeabra* Sok., *Camartoechia acutirugata* Kon., *Spirifer tornacensis* Kon., характерные для верхнего турне.

Полная мощность черепетского горизонта колеблется от 44—64 м (Дано-Медведицкий вал, Терсинская депрессия) до 66—69 м (Приволжская моноклинали). На Хоперской моноклинали мощность сохранившейся от размыва части горизонта составляет всего 8—10 м. Верхняя граница горизонта обоснована сменой черепетского комплекса фораминифер кизеловским. Она проходит в подошве слоя мергеля или углистой глины.

Кизеловский горизонт в большинстве районов Первомайско-Чирской моноклинали отсутствует, и терригенные образования бобриковского горизонта среднего визе трансгрессивно залегают на черепетском или даже на упинском горизонтах турнейского яруса. Примерами этого служат разрезы скважин в районе станиц Казанской и Вешенской. В скв. 129 (у станицы Казанской) в интервале 133—143 м вскрыт следующий разрез (интервалы в метрах):

- 133—136. Известняки детритусовые, глинистые, с фораминиферами тульского горизонта *Endothyronopsis compressus* Raus. et Reith., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., *Paraarchaediscus dubitabilis* Orl., *Tetrataxis angusta* Vis.
- 136—140. Глины темно-серые, углистые, с пропластком угля, а внизу с прослоем печаника кварцевого, глинистого, мелкозернистого. Этот интервал соответствует бобриковскому горизонту.
- 140—143. Известняки органогенные, детритусово-фораминиферовые, с *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Spiroplectamina tschernyshinensis* Lip., *Plectogyra tuberculata* Lip. (комплекс фораминифер этого интервала характеризует черепетский горизонт).

Таким образом, в описанном разрезе отсутствуют кизеловский горизонт турнейского яруса, малиновский надгоризонт и, вероятно, нижняя часть бобриковского горизонта визейского яруса. Выпадение этих толщ из разреза можно объяснить размывом их в ранневизейское время.

В более южных районах, примыкающих к Северодонецкому надвигу, отложения кизеловского горизонта имеют значительное развитие. Так, в скважине у пос. Тарасовского к кизеловским отложениям относится значительная часть карбонатной толщи, имеющая мощность до 20 м и сложенная серыми детритусовыми известняками с тонкими прослойками почти черных аргиллитоподобных тонкочешуйчатых глин. В известняках встречаются фораминиферы *Carbonella spectabilis* Dain, *Tournayella discoidea f. minima* Lip., *Plectogyra recta* Lip., *Pl. parakosvensis* Lip., *Pl. costifera* Lip. и ряд других форм, а также брахиоподы, криноидеи, остракоды.

На восточном склоне Воронежской антеклизы кизеловский горизонт распространен повсеместно. Наиболее широко и полно он представлен на Приволжской моноклинали и в пределах Коробковского блока. Сложен горизонт здесь сравнительно однородной толщиной известняков с очень редкими прослоями коричневатого-темно-серых мелкозер-

нистых глинистых доломитов, местами песчаниковидных (с Коробки). Известняки обычно микро- и тонкозернистые, с непостоянным содержанием детритуса из раскристаллизованных остатков фораминифер, остракод, члеников криноидей и обломков брахиопод. В комплексе фораминифер определены характерные для кизеловского горизонта формы *Plectogyra recta* Lip., *Pl. paraukrainica* Lip., *Pl. tenuiseptata* Lip., *Pl. ex gr. spinosa* N. Tchern., *Pl. latispiralis* Lip., *Pl. honesta* Schlyk., *Pl. ex gr. costifera* Lip., *Pl. tuberculata* subsp. *magna* Lip. et Saf., *Pl. paracostifera* Lip., *Ammobaculites* sp., *Haplophragmella antiqua* Schlyk., *Tounayella* ex gr. *moelleri* Mal., *T. discoidea* Dain, *T. discoidea* f. *maxima* Lip. Мощность горизонта колеблется значительно в связи с предвизейским размывом. Наиболее полный разрез горизонта мощностью 43 м вскрыт на Приволжской моноклинали. К западу и к югу от нее верхние слои горизонта размыты, и от него сохранилась только нижняя пачка мощностью 5—17 м. Полное выклинивание кизеловских отложений вследствие послетурнейского размыва установлено в полосе западнее сел Ивановки, Абрамовки, Клетской Почты. Данные отложения отсутствуют также на юге Приволжской моноклинали и в Тормосинском прогибе. Верхняя граница горизонта резкая и проводится по смене турнейского комплекса фауны визейским.

Верхняя часть кизеловского горизонта, сложенная трещиноватыми, кавернозными известняками, промышленно нефтеносна на Арчединской, Коробковской, Антиповской, Жирновской и Бахметьевской площадях.

Визейский ярус

Визейский ярус представлен следующими надгоризонтами: малиновским, яснополянским (в составе бобриковского и тульского горизонтов), окским (в составе алексинского, михайловского и веневского горизонтов) и серпуховским (в составе тарусского и стешевского горизонтов).

Отложения визейского яруса распространены на всей рассматриваемой площади. Они образуют две литологически различные толщи. Нижняя толща, включающая малиновский и яснополянский надгоризонты, в северной части Первомайско-Чирской моноклинали, на Хоперской моноклинали и в пределах Доно-Медведицкого вала сложена терригенными породами с редкими прослоями известняков в верхней части разреза. В направлении складчатого Донбасса и Прикаспийской синеклизы количество карбонатного материала растет. Преимущественно терригенными остаются лишь малиновский и нижняя часть яснополянского надгоризонтов; верхняя же часть яснополянского надгоризонта (тульский горизонт) становится сплошь карбонатной (пос. Тарасовский, хутор Тормосин, станица Качалинская).

Верхняя толща, включающая отложения окского и серпуховского надгоризонтов, сложена карбонатными образованиями с редкими мало-мощными прослоями терригенных пород.

Нижняя граница визейского яруса четкая и проходит в основании терригенной толщи, трансгрессивно залегающей на известняках различных горизонтов турнейского яруса. Верхняя граница проводится внутри сплошной карбонатной толщи при смене визейской фауны на намюрскую. Полная мощность визейского яруса колеблется на Первомайско-Чирской моноклинали от 137 м (станция Казанская) до 400 м (пос. Тарасовский), на Приволжской моноклинали от 266 до 430 м, в Тормосинском прогибе от 232 м (пос. Сурувикино) до 305 м (хут. Тормосин). На Хоперской моноклинали отложения визейского яруса частично размыты, и мощность их сокращается до 162—178 м.

Малиновский надгоризонт. Ввиду небольшой площади распространения и недостаточной изученности описывается без расчленения на горизонты. Отложения этого надгоризонта выявлены на юго-западе Первомайско-Чирской моноклинали, на границе с Северодонецким надвигом (Тарасовская площадь) и представлены темно-серыми аргиллитами с редкими прослоями темно-серых известняков в верхней части разреза. На большей части площади Первомайско-Чирской моноклинали осадки этого надгоризонта отсутствуют и отложения бобриковского горизонта (C_{1V_2}) с размывом залегают на известняках черепетского или упинского горизонтов турнейского яруса. Известняки малиновского надгоризонта детритусовые, содержат фауну фораминифер *Dainella chomatica* Brazhn., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* Brady, *Lituotubella* sp., брахиопод и остракод. Мощность данного надгоризонта на юге (пос. Тарасовский) равна 11 м.

На восточном склоне Воронежской антеклизы малиновский надгоризонт также распространен не повсеместно. Он выделен впервые Г. М. Яриковым и А. С. Мельниковой по фауне фораминифер в разрезах визейского яруса Приволжской моноклинали. Данный надгоризонт состоит обычно из двух пачек: нижней — известняковой со смешанным визейско-турнейским комплексом фораминифер и верхней — карбонатно-терригенной с комплексом преимущественно визейских фораминифер.

Нижняя пачка представлена известняками с прослоями доломитов и внизу с прослоем мергеля. В известняках прослеживаются также два-три тонких прослоя глин. Известняки серые, темно-серые, в основном детритусовые, водорослевые, глинистые. В подошве пачки (на границе с турнейским ярусом) залегают черный сильно глинистый известняк, трещиноватый, иногда окремнелый, или мергель с обилием углистого материала и органогенного детритуса. Местами в подошве отмечается пласт темно-серого глинистого, иногда песчаниковидного доломита. Мощность пачки колеблется от 3—7 до 11—12 м. В комплексе фораминифер описываемой пачки из Николаевской опорной скважины определены *Eostaffella* sp. (ex gr. *prisca* Ra u s.), *Eoparastaffella* sp., *Dainella chomatica* Dain., *D. chomatica* f. *typica* Brazhn., *D. chomatica* f. *staffelloides* Brazhn., *D. chomatica* f. *magna* Brazhn., *D. elegantula* f. *typica* Brazhn., *Globoendothyra* sp., *Lituotubella* sp., *Tournayella discoidea* f. *maxima* Lip., *Glomospirella irregularis* Moell., *Plectogyra recta* Lip., *Pl. spinosa* N. Tchern. В глинах нижней пачки Т. В. Бывшевой определены споры смешанного турнейско-визейского состава. В числе доминирующих видов присутствуют *Hymenozonotriteles pusillus* Isch., *H. notabilis* Naum. var. *spinus* Yuvsch. (in litt), *H. denuinus* Isch.

Верхняя пачка малиновского надгоризонта сложена преимущественно глинами с прослоями мергелей, доломитизированных известняков и реже доломитов. Известняки аналогичны вышеописанным: мергелистые, местами переходящие в мергель, включают в себе значительное количество обуглившихся растительных остатков. Преобладают детритусовые и биоморфно-детритусовые разности. В кровле пачки прослежен темно-серый перекристаллизованный песчаниковидный доломит с отпечатками груборебристых раковин брахиопод. Глины (играющие существенную роль в составе верхней пачки) аргиллитоподобные, тонкогоризонтально-слоистые, слабоалевритистые с большим количеством обугленного растительного детрита. Окраска их темно-серая, часто черная. Иногда глины переходят в сильно пиритизированные алевролиты или сменяются кварцевым песчаником с кальцитосидеритовым цементом (села Николаевка, Умет). Известняки заклю-

чают в себе типично визейский комплекс фораминифер, в котором сохранились еще некоторые единичные турнейские формы. Довольно часто встречаются *Mediocris mediocris* Viss., *M. breviscula* Gan., *Dainella chomatica* f. *typica* Brazhn., *D. chomatica* f. *magna* Brazhn., *D. elegantula* f. *typica* Brazhn., *Endothyranopsis elenovkensis* Brazhn.

Мощность малиновских отложений на восточном склоне антеклизы колеблется от нуля до 37 м (с. Николаевка). Залегают они трансгрессивно на различных по своему возрасту породах турнейского яруса: в районах Приволжской моноклинали, Терсинской мульды и в ряде скважин Доно-Медведицкого вала на известняках кизеловского горизонта; в районе Донской излучины на глубокоразмытых породах черепетского горизонта. Верхняя граница малиновского надгоризонта проводится в подошве песчаника или алевролита — пласта-коллектора «Б» бобриковского горизонта.

Яснополянский надгоризонт. Этот надгоризонт состоит из бобриковского и тульского горизонтов, имеющих повсеместное развитие на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы.

Бобриковский горизонт, именованный ранее «угленосным», залегает между малиновским надгоризонтом и тульским горизонтом и содержит визейский комплекс спор — *Diatomozonotriletes speciosus* Waltz., *D. ubertus* Isch. и др.

На всей площади южного склона Воронежской антеклизы бобриковский горизонт представлен терригенными породами: темно-серыми глинами, кварцевыми песчаниками и алевролитами, обогащенными обуглившимися растительными остатками, часто пиритизированными. В северной части изучаемой площади среди терригенных пород встречаются прослой гумусовых бурых углей, местами достигающих рабочей мощности. Литологический состав и мощность горизонта показаны в табл. 6.

Таблица 6

Литологический состав бобриковского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Глины | Известняки | Угли |
|-------------------------|-----------------------|-----------|------------|-------|------------|------|
| Казанская | 3—9 | 15 | 4 | 80 | — | 1 |
| Северодонская | 12 | 40 | 35 | 19 | — | 6 |
| Шептуховская | 27 | 7 | — | 92 | — | 1 |
| Тарасовская | 19 | — | — | 100 | — | — |
| Тормосинская | 32 | 50 | — | 50 | — | — |

Мощность бобриковского горизонта колеблется от 3 до 32 м, причем на коротких расстояниях она довольно резко варьирует, что можно объяснить неровностями рельефа поверхности, на которой отлагались осадки в бобриковское время.

На восточном склоне Воронежской антеклизы бобриковский горизонт представлен в основном прибрежно-морскими образованиями, алевролитами и песчаниками. Последние развиты шире на севере и резко сокращаются к югу. В южном же направлении происходит постепенное фаціальное замещение песчаников глинами, а последние в отдельных прослоях сменяются известняками. Глины (на долю которых приходится от 20 до 75% всего состава бобриковского горизонта) имеют темно-серую, почти черную окраску, иногда алевролитистые, обычно гидрослюдистого состава, переполнены мелкими углистыми и

растительными остатками, тонкорассеянным пиритом, реже сидеритом, почти все микрослоистые, сланцеватые.

Количество углистого материала в глинах резко возрастает в полосе минимальных мощностей бобриковского горизонта, ограниченной изопакитой 10 м (Хоперская моноклиналь). Эта полоса сравнительно неширока (максимум 40—45 км) и идет почти параллельно нулевой изопаките с севера на юг, поворачивая затем строго на запад. В разрезах здесь появляются редкие мало мощные прослои угля (0,1—0,15 м). Последние были отмечены в скважинах 217 и 220а, Хоперская 945. В скв. 218 (хут. Корнеевский) был вскрыт метровый пласт угля с тонкими прослойками аргиллитоподобной глины. В глинах Арчединской опорной скв. 11 С. Н. Наумовой были определены споры *Trachytriletes punctulatus* Naum., *Hymenozonotriletes pussilus* Naum., *Archaeozonotriletes sulcatus* Naum., *A. literatus* Naum., указывающие на то, что вмещающие породы являются аналогами бобриковского горизонта Подмосковского бассейна. Позднее более полный комплекс спор был определен В. П. Синегуб в разрезах Усть-Бузулукской, Абрамовской, Арчединской, Верховской площадей.

Богатый спорово-пыльцевой комплекс, типичный для бобриковского горизонта, обнаружен в глинах скв. 221. Для него характерно преобладание спор с толстой широкой и узкой оторочками из группы *Euryzonotriletes* Naum. и *Stenozonotriletes* Naum., *Euryzonotriletes trivialis* Naum., *E. subcrenatus* Naum., *E. solutus* Isch., *E. variabilis* Naum., *Stenozonotriletes literatus* Naum., *St. sulcatus* Naum. В большом количестве присутствуют споры с пленчатой оторочкой *Hymenozonotriletes pussilus* Isch., *H. membranaceus* Naum. Обнаружены также *Zonotriletes incisotrilobus* Naum., споры древних покрытосеменных *Tetraporina*. Встречены *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum. и мелкие споры с гладкой экзиной из группы *Leiotriletes*: *L. inernus* Isch., *L. glaber* Naum., *L. subinotortus* Isch., *L. microrugosus* Naum.

Алевролиты (на долю которых приходится 20% мощности горизонта) кварцевые, серые, местами темно-серые и черные, микрослоистые, с характерной текстурой перемешивания осадка илоедами, переслаивающиеся с глинами и песчаниками. Обломочные частицы угловатые и полуокатанные, иногда плохо отсортированные, с примесью тонкорассеянных зерен и агрегатных стяжений пирита, а также мелких углистых остатков. Цемент большей частью глинистый, реже кальцитовый (типа заполнения пор), иногда базальный.

Содержание песчаников в разрезе бобриковского горизонта значительно колеблется: в одних местах (с. Нижняя Добринка) в сумме с алевролитами они преобладают над глинами, в других (пос. Котово и др.) — суммарные мощности глин и песчаников примерно равны, в третьих (с. Сиротино и др.) — преобладают глины. Все песчаники кварцевые, мелкозернистые, часто алевролитистые, пористые, имеют светло-серую, серую и белую окраску. Углистые остатки в песчаниках встречаются редко и распределены неравномерно, пирит присутствует в виде тонких зерен и агрегатных стяжений, отмечаются зерна кварцита, скопления сидерита, редкие выветрелые зерна полевых шпатов. Акцессорные минералы представлены редкими окатанными зернами турмалина, глауконита и бесформенными образованиями лейкоксена. Зерна кварца обычно полуокатаны, реже окатаны. Цемент песчаников преимущественно глинистый, базального типа, реже кальцитовый, ангидритовый, порового типа. Коллекторские свойства хорошие. На Арчединской, Коробковской, Жирновской, Линевской и других площадях песчаники бобриковского горизонта промышленно нефте-

газоносны. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что к северо-западу от Арчединской площади песчаники становятся менее отсортированными, содержание зерен фракции 0,25—0,1 мм возрастает до 34—65%, увеличивается общее количество тяжелых минералов. Эти факторы несомненно указывают на близость области питания.

На территории южной части Волгоградской области (южнее широты с. Мариновки) в составе бобриковского горизонта присутствуют известняки (это установлено в основном по электрокаротажным данным). Без какой-либо закономерности они переслаиваются с глинами. Песчаники в разрезе отсутствуют.

Мощность бобриковского горизонта изменяется в широких пределах: от 40—46 м (Коробковский блок) и 52 м (Приволжская моноклиналь) до 2—3 м (Хоперская моноклиналь). Верхняя граница горизонта всюду проводится по подошве первого снизу пласта известняка (часто доломитизированного), содержащего фауну тульского возраста, преимущественно фораминиферы. Этот пласт известняка четко прослеживается на электрокаротажных кривых по высокому сопротивлению и является хорошим маркирующим репером в региональном плане.

Тульский горизонт. Отложения тульского горизонта знаменуют собой начальную стадию визейской трансгрессии на южном склоне Воронежской антеклизы. Это выразилось в накоплении терригенных осадков: темно-серых алевролитов, глин, песчаников с глинисто-карбонатным цементом, содержащих морскую фауну, и редких глинистых детритусовых известняков с фауной фораминифер *Plectogyra prisca* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis compressus* Raus. et Reitl., *Tetrataxis angusta* Viss., *Paraarchaediscus dubitabilis* Orb., *Propermodiscus krestovnikovii* Raus., криноидеями, брахиоподами и спиккулами губок. К югу, в сторону складчатого Донбасса, количество прослоев известняков в разрезе растет, и в районе пос. Тарасовского и хут. Тормосин разрез тульского горизонта сложен почти сплошной карбонатной толщей с редкими прослоями глин (табл. 7).

Таблица 7

Литологический состав тульского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Глины | Известняки | Угли |
|-------------------------|-----------------------|-----------|------------|-------|------------|------|
| Казанская | 36—39 | 10 | 8 | 70 | 11 | 1 |
| Северодонская | 30 | — | — | 47 | 53 | — |
| Шептуховская | 55 | 30 | 11 | 36 | 22 | 1 |
| Тарасовская | 51 | — | — | 4 | 96 | — |
| Тормосинская | 88 | — | — | 15 | 85 | — |

Мощность тульского горизонта на южном склоне антеклизы колеблется от 30 до 88 м, причем, как и в бобриковском горизонте, резко изменяется на коротких расстояниях, что можно также объяснить неровностями дна бассейна седиментации.

На площади восточного склона Воронежской антеклизы тульский горизонт в отличие от нижележащего бобриковского сложен как терригенными, так и карбонатными породами. По преобладанию тех или других Г. М. Яриков (1964в) выделил четыре типа разрезов: терригенный, карбонатно-терригенный, терригенно-карбонатный и карбонатный.

Терригенный тип развит в пределах Хоперской моноклинали и представлен глинами, алевролитами и песчаниками. Глины, имеющие

широкое развитие, обычно темно-серые, почти черные, слюдистые, неравномерно алевритистые, с отпечатками брахиопод, мшанок и пелеципод, с многочисленными мелкими углистыми остатками и с тонко-рассеянными зернами пирита. Единичные малоомощные прослои известняков (микрозернистых, реже биоморфно-детритусовых, часто алеврито-глинистых) содержат фораминиферы тульского возраста, а также обломки брахиопод и пелеципод. Песчаники (реже алевролиты), развитые в основном в средней части горизонта, тонкозернистые, кварцевые, слабослюдистые, глинистые, часто обводнены и представлены плывунами.

Карбонатно-терригенный тип разреза тульского горизонта занимает больше половины всей территории восточного склона антеклизы. Для него характерно переслаивание глин, песчаников, алевролитов, известняков и, реже, доломитов. Известняки обычно темно-серые, в отдельных прослоях серые, глинистые, слоистые, местами кремнеелые и пиритизированные, структура их детритусовая, детритусово-микросгустковая и тонкозернистая. В нижней части разреза известняки доломитизированы и иногда переходят в доломиты. В комплексе фораминифер А. С. Мельникова определила *Eostaffella prisca* Raus., *Mediocris mediocris* Viss., *Endothyranopsis compressus* Raus. et Reitl., *Globendothya globulus* Eichw., *Plectogyra similis* Raus. et Reitl., *Tetrataxis angusta* Viss., *Monotaxis exilis* Viss., *Propermodiscus krestovnikovii* Raus., *Archaeodiscus karreri* Brady. В черных жирных глинах нижней половины горизонта Н. А. Вороновой обнаружены брахиоподы *Chonetes sublyi* Paesc., *Ch. zimmermani* Paesc., *Schuchertella portlockiana* Sem., *Spirifer ustyensius* Sem., *Gigantoproductus ex gr. tulensis* Bolkh., *Productus redesdalensis* M.

Среди карбонатно-терригенного комплекса пород немаловажная роль принадлежит песчаникам, которые на ряде площадей: Жирновской, Линевской, Бахметьевской, Кленовской — промышленно нефтеносны. Песчаники развиты наиболее широко на северо-востоке Доно-Медведицкого вала и в центре Приволжской моноклинали. Они залегают в разрезе в виде пластов и пачек (всего их насчитывается четыре: T_{IV}, T_{III}, T_{II}, T_I). Часто песчаники не выдержаны как по мощности, так и по простираю и имеют форму отдельных линз (пласты T_{II} и T_{IV}). Цемент песчаников карбонатный или карбонатно-глинистый, базального, порового и контактного типа.

Терригенно-карбонатный и карбонатный типы разрезов тульского горизонта прослежены на юге Волгоградской области. Они представлены в основном известняками и доломитами; глины и алевролиты имеют подчиненное значение. Известняки в отличие от вышеописанных буровато-коричневато-серые, обычно глинистые, часто детритусовые, детритусово-шламовые, иногда кремнеелые. Комплекс фораминифер тульского возраста определен в ряде скважин Приволжской моноклинали.

Мощность горизонта на восточном склоне антеклизы колеблется от 30—43 м (Доно-Медведицкий вал) до 100—130 м (Приволжская моноклинали). Минимальная мощность 6—10 м установлена в пределах Хоперской моноклинали. Верхняя граница тульского горизонта проходит в подошве пласта известняка с алексинским комплексом фораминифер.

Окский надгоризонт. Состоит из алексинского, михайловского и веневского горизонтов, распространенных на всей описываемой территории.

Алексинский горизонт развит на всей площади южного склона антеклизы (Первомайско-Чирской моноклинали) и представлен в основ-

ном карбонатными породами: серыми детритусовыми, детритусово-шламовыми, микрозернистыми тонкослоистыми известняками с редкими маломощными прослоями темно-серых глин, алевролитов и бурых углей в нижней части разреза. В известняках встречены фораминиферы *Eostaffella proikensis* Raus., *E. mosquensis* Viss., *Endothyra nopsis crassus* Brady, *Plectogyra samarica* Raus., *Pl. omphalota* Raus., *Bradyina rotula* Eichw., *Archaediscus moelleri* Raus., брахиоподы *Gigantoproductus giganteus* Mart., кораллы *Lithostrotion junceum* Flem. Мощность горизонта на южном склоне антеклизы колеблется от 31 м на севере (станция Казанская) до 69 м на юге (пос. Тарасовский).

На восточном склоне Воронежской антеклизы алексинский горизонт подразделяется по литологическим признакам на три пачки. Нижняя сложена серыми и коричневато-серыми известняками в различной степени глинистыми, местами доломитизированными. Средняя пачка представлена преимущественно глинами с прослоями песчаников, алевролитов, редко известняков. Глины темно-серые или черные, неравномерно алевролитистые, слабослюдистые, с обуглившимися растительными остатками и отпечатками пелеципод. Песчаники серые, светло-серые, мелкозернистые, иногда слабоизвестковистые, алевролитистые, слабослюдистые с карбонатным цементом порового, а местами базального типов. Коллекторские свойства песчаников низкие. На Коробковском месторождении они газоны.

Верхняя, наиболее мощная, пачка алексинского горизонта сложена светло-серыми, местами темно-серыми сгустково-комковатыми и сгустково-детритусовыми известняками. Обычно они перекристаллизованные, глинистые, местами выщелоченные, пористо-кавернозные, с тонкими прослойками черных слюдисто-алевролитистых глин.

Начиная с нижних слоев алексинского горизонта комплекс фораминифер пополняется эштаффеллами и параштаффеллами, более крупными и разнообразными плектогирами, отмечаются леблихии, вальвулиеллы, крупные литуотубеллы, гаплофрагмеллы, форшиеллы. Мощность алексинского горизонта на восточном склоне антеклизы колеблется от 35 до 107 м. Максимальное значение мощности (107 м) установлено в Николаевской опорной скважине. Верхняя граница определяется сменой светло-серых детритусовых известняков темно- и коричневато-серыми сильно глинистыми известняками с ризойдами.

Михайловский горизонт распространен на той же площади Первомайско-Чирской моноклинали, что и нижележащие осадки, и представлен светло-серыми детритусовыми, детритусово-шламовыми, детритусово-фораминиферовыми и криноидными известняками, часто стигмариевыми, с единичными тонкими прослойками углистых глин и бурых углей в северной части моноклинали. В известняках выявлены фораминиферы — *Eostaffella ikensis* Viss., *E. tujmasensis* Viss., *Mediocris breviscula* Gan., *Pseudoendothyra propinqua* Viss., *Globoendothyra globulus* Eichw., *Cribospiria panderi* Moell., *Monotaxis gibba* Viss., *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus., кораллы *Dibunophyllum pseudoturbinatum* Stuck., водоросли — *Califolium okense* Schw. et Bir. Мощность горизонта колеблется от 30 м на севере (пос. Чертково) до 50 м на юге (пос. Тарасовский) площади.

На восточном склоне Воронежской антеклизы михайловский горизонт сложен в основном темно- и коричневато-серыми известняками, в нижней части с углито-глинистым материалом. Более развиты известняки детритусовые, сгустково-фораминиферовые, меньше шламово-детритусовые, сгустково-комковатые и зернистые. В детритусе отмечаются членики криноидей, обломки раковин остракод, обрывки корал-

лов, мшанок и в большом количестве сифонниковые водоросли — *Calcifolium okense* и *C. punctatum*. Частое присутствие в разрезе стигмариевых известняков и значительная их глинистость являются характерными особенностями михайловского горизонта. В комплексе фораминифер определены *Eostaffella ikensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *E. tujmasensis* Viss., *E. constricta* Gan., *Pseudoendothyra propinqua* Viss., *P. intermedia* Schlyk., *P. struvei* Moell., *Endothyranopsis crassa* Raus., *Globoendothyra globulus* Eichw., *Bradyina rotula* Eichw., *Archaediscus moelleri* Raus. Мощность горизонта колеблется от 42 до 50 м. В крайней западной части Хоперской моноклинали михайловские отложения размыты предбашкирской трансгрессией. Верхняя граница горизонта проходит в сравнительно однородной толще пород и фиксируется по появлению в разрезе веневского комплекса фораминифер.

Веневский горизонт в северной части Первомайско-Чирской моноклинали занимает немного меньшую площадь, чем отложения нижележащих горизонтов. Отложения горизонта представлены известняками светло-серой и серой окраски, детритусово-фораминиферовыми, фораминиферовыми и детритусовыми, в различной степени перекристаллизованными и окремнелыми, битуминозными. В известняках обнаружены фораминиферы — *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Raus., *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *Forschiella prisca* Mikh., *Samarina operculata* Raus. et Reitl., *Lituotubella glomospiroides* Raus., брахиоподы *Gigantoproductus giganteiformis* Lis., водоросли *Calcifolium*.

Мощность веневского горизонта на южном склоне антеклизы колеблется от 17 м на севере (станция Казанская) до 63 м на юге (пос. Тарасовский).

На восточном склоне антеклизы веневский горизонт представлен белыми и светло-серыми известняками, часто они пятнистые (в связи с неравномерной глинистостью), обычно перекристаллизованные, иногда пористо-кавернозные. Структура известняков детритусовая, реже органогенная. В подошве горизонта нередко залегает мергель темно-серый, почти черный, углисто-глинистый.

Комплекс фораминифер веневского горизонта отличается преобладанием крупных эндотир: *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *E. crassa* var. *intermedia* Raus., *Globoendothyra globulus* var. *magna* Grosd. et Leb., *Plectogyra omphalota* Raus. et Reitl., *Samarina operculata* Raus. et Reitl., *Lituotubella glomospiroides* var. *magna* Raus., *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Vass., *Pseudoendothyra struvei* var. *serpuchovi* Raus.

Мощность горизонта на восточном склоне антеклизы колеблется от 30 до 44 м. В западной части Хоперской моноклинали веневские отложения размыты. Верхняя граница горизонта проводится условно в однородной толще известняков по подошве тонкого прослоя глин. Резких отличий в фауне здесь не отмечается.

Серпуховский надгоризонт. Состоит из тарусского и стешевского горизонтов. Эти горизонты выделяются на южном склоне Воронежской антеклизы, на восточном склоне антеклизы серпуховские отложения не расчленены на горизонты и поэтому описываются как одно целое.

Тарусский горизонт на южном склоне антеклизы занимает еще меньшую площадь, чем веневский горизонт, что объясняется размывом его отложений в предсреднекарибовое время в пределах северной части Первомайско-Чирской моноклинали. Тарусские известняки сходны с нижележащими окскими и отличаются от последних лишь еще более светлой, почти белой окраской и редкими среди известняков прослоями

темно-серых и зеленовато-серых глин. Известняки детритусовые, детритусово-шламовые и биоморфные, неравномерно перекристаллизованные, местами окремнелые. В них выявлены фораминиферы *Eostaffella subsphaerica* Gan., *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *Monotaxis gibba* Moell., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus., *Globivalvulina parva* N. Tchern. Мощность горизонта колеблется от 10 м (станция Вешенская) до 28 м (пос. Чертково) на севере и до 75 м (пос. Тарасовский) на юге.

Стешевский горизонт в пределах Первомайско-Чирской моноклинали развит почти на той же площади, что и тарусский, с некоторым уменьшением к югу в сторону складчатого Донбасса. Отложения этого горизонта представлены более темными известняками, чем тарусские, что объясняется присутствием в них углисто-глинистого материала. Известняки детритусовые и детритусово-шламовые, сильно перекристаллизованные, глинистые, реже доломитизированные, микротрещиноватые, местами окремнелые. Комплекс фораминифер в этих известняках беднее, чем в нижележащих отложениях, и содержит такие формы, как *Eostaffella decurta* Raus., *E. pseudostruvei* Raus. et Reitl., *Loeblichia ammonoides* Brazhn., *Asteroarchaediscus bashkiricus* Krest. et Theodor., *Palaeonubecularia consobrina* Lip. Мощность горизонта колеблется от нуля (станция Вешенская) и 34 м (пос. Чертково) до 62 м (пос. Тарасовский).

На восточном склоне Воронежской антеклизы серпуховский надгоризонт сложен в основном светло- и темно-серыми известняками, иногда с коричневатым оттенком, обычно трещиноватыми, пористо-кавернозными, неравномерно глинистыми; структура их органогенная, детритусовая и детритусово-шламовая (из обломков фораминифер, реже остракод, брахиопод, члеников криноидей и обрывков водорослей). В отдельных прослоях известняки микро- и мелкозернистые, неравномерно перекристаллизованные, иногда доломитизированные, с битуминозным запахом, местами окремнелые. Среди них отмечаются тонкие прослои темно-серых, почти черных, тонкослоистых глин, неравномерно известковистых, с отпечатками брахиопод и включениями пирита.

В комплексе фораминифер отмечается преобладание зоштаффелл и псевдоэндотир: *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Viss., *E. constricta* Gan., *Pseudoendothyra struvei* Moell., *P. propinqua* Viss., *P. propinqua* var. *angulata* Raus., *P. serpuchovi* Raus., *P. illustria* Viss., *Plectogyra omphalota* Raus. et Reitl., *P. mirifica* Raus., *Globoendothyra globulus* Eichw., *Cribrostomum recurrens* Lip., *Lituotubella magna* Raus., *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus., *Monotaxis gibba* Moell. Мощность серпуховского надгоризонта на восточном склоне антеклизы колеблется от 37 до 53 м. В западной части Хоперской моноклинали серпуховские отложения размыты. Верхняя граница надгоризонта проходит в подошве прослоя почти черной микрослоистой известковистой глины или темно-серого, слабо доломитизированного мергеля.

Намюрский ярус

Отложения намюрского яруса развиты на площади Первомайско-Чирской моноклинали и отсутствуют в северо-западной ее части, в районе станиц Казанской и Вешенской и на Хоперской моноклинали. Они согласно залегают на верхневизейских известняках. Нижняя граница яруса, как указывалось выше, проводится в сплошной карбонатной толще по появлению таких фораминифер, как *Eostaffella protvae*

Raus., *Pseudoendothyra illustria* Viss., *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl. и других, характерных для протвинского горизонта. Верхняя граница проводится также в сплошной карбонатной толще по появлению среди фораминифер рода *Pseudostaffella*. Однако в северной части рассматриваемой территории, в верховьях р. Чира, верхняя граница намюрского яруса резкая, так как здесь на размытых протвинских известняках трансгрессивно залегает прослой серо-зеленой каолиновой глины, выше которой лежат известняки северокельтменского горизонта башкирского яруса. Таким образом, из разреза выпадает краснополянский горизонт.

Отложения намюрского яруса представлены протвинским и краснополянским горизонтами. Мощность его колеблется в больших пределах: в районе станиц Казанской, Вешенской, Михайловки она равна нулю, в верховьях р. Чира 10 м, в районе пос. Чертково 67 м, на Приволжской моноклинали 61—77 м, в районе г. Миллерово 80 м, в Тормосинском прогибе 92 м и в районе пос. Тарасовского 160 м.

Протвинский горизонт развит почти на всей площади южного склона Воронежской антеклизы и отсутствует только в среднем течении Дона (станции Казанская и Вешенская), где они размыты в предсреднекарбонное время. Протвинский горизонт сложен светло-серыми, почти белыми детритусовыми известняками перекристаллизованными и местами окремнелыми. В известняках выявлены фораминиферы *Eostaffella protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *Pseudoendothyra illustria* Viss., *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., брахиоподы *Striatifera magna* Jan., *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., а также кораллы *Chaetetes septosus* Flem. Мощность горизонта на южном склоне антеклизы колеблется от нуля на севере до 106 м на юге. В Тормосинской опорной скважине она составляет 52 м.

На восточном склоне Воронежской антеклизы протвинский горизонт представлен светло-серыми, белыми неравномерно перекристаллизованными «сахаровидными» известняками детритусово-комковатой и детритусово-сгустково-комковатой структуры, состоящими из обломков фораминифер, реже брахиопод, члеников криноидей и обрывков водорослей. В отдельных прослоях известняки тонкозернистые, сильно перекристаллизованные, выщелоченные, сильно пористые, кавернозные, местами доломитизированные. Комплекс фораминифер горизонта имеет смешанный визейско-намюрский состав и содержит такие характерные для протвинского горизонта формы, как *Eostaffella protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *E. subsphaerica* Gan., *Pseudoendothyra illustria* Viss., *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl. Мощность горизонта на восточном склоне антеклизы колеблется от нуля (Хоперская моноклираль) до 48 м (Приволжская моноклираль).

Верхняя граница протвинского горизонта в пределах северной части Первомайско-Чирской моноклинали и на восточном склоне антеклизы резкая и проводится по зоне перерыва в подошве прослоя голубовато-серых жирных каолиновых глин с окатанными обломками известняка. В некоторых разрезах (с. Ветютнево) она соответствует смене брекчиевидных известняков протвинского горизонта псевдооолитовыми известняками с фузулинидами нижнебашкирского облика.

Краснополянский горизонт в пределах южного склона антеклизы развит на площади от Северодонецкого надвига на юге до верховьев р. Чира на севере. Отложения этого горизонта представлены на севере серыми, микро- и тонкозернистыми или оолитовыми известняками, сильно перекристаллизованными, содержащими бедный комплекс

фауны. На юге известняки серые, детритусовые, детритусово-шламовые, перекристаллизованные с прослоями биоморфных водорослевых.

В известняках выявлен комплекс фораминифер, отличающийся от протвинского комплекса; здесь уже отсутствуют многие роды и виды, характерные для нижележащих отложений, и развиты в основном уплощенные, эволютные с закругленной периферией зоштаффеллы *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *E. variensis* Brezhn. et Pot., плоские архедискусы *Neoarchaediscus timanicus* Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theodor. Мощность горизонта на южном склоне антеклизы колеблется от 30 м на севере (пос. Чертково) до 60 м на юге (пос. Тарасовский). В Тормосинском прогибе она равна 38—40 м.

На восточном склоне Воронежской антеклизы выделен краснополянский горизонт по фауне фораминифер в ряде разведочных скважин Приволжской моноклинали. Сложен горизонт серыми и коричневатосерыми известняками, в отдельных прослоях светло-серыми и белыми, неравномерно перекристаллизованными, местами доломитизированными, трещиноватыми. Структура их сгустково-микрокомковатая, сгустково-мелкодетритусовая, детритусовая. Отдельные прослои известняков микрозернистые с редким детритусом и стилолитами. Краснополянские отложения на нижние горизонты ложатся со стратиграфическим перерывом. В основании их по многим скважинам прослежена каолиновая глина с многочисленными обломками известняка. Мощность горизонта составляет 26—27 м на Приволжской моноклинали.

В комплексе фораминифер присутствуют многочисленные новые виды, характерные для краснополянского горизонта, среди них *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei* Raus. et Reitl., *E. variensis grandis* Brazhn., *E. paraprotvae* Raus., *Bradyina cribratomata* Raus. et Reitl., *Neoarchaediscus timanicus* Reitl., водоросли *Donezella* и *Schamovella*.

Верхняя граница краснополянского горизонта резкая и проводится в подошве прослоя голубовато-серых каолиновых глин с обломками известняка, по появлению в комплексе фораминифер представителей рода *Pseudostaffella*.

Средний карбон

Отложения среднего карбона широко развиты на южном склоне Воронежской антеклизы. Их общая мощность колеблется от 208 м в северной части антеклизы до 2040 м в южной. В Тормосинской опорной скважине она составляет 1827 м. Резкое уменьшение мощности к северу происходит в результате предверхнемелового размыва верхних горизонтов, выпадения из разреза некоторой части горизонтов башкирского яруса, имевшего место в среднекаменноугольную эпоху.

Нижняя граница среднего карбона проводится, как уже указывалось выше, в кровле намюрского яруса по появлению среди фораминифер рода *Pseudostaffella*. В Донбассе этой границе отвечает подошва известняка E₈ свиты C₁⁵. Верхняя граница среднего карбона условно проводится в подошве известняка N₂, содержащего фораминиферы родов *Protriticites* и *Obsoletes*, характерных для нижней части верхнего карбона. В Донбассе этой границе соответствует подошва известняка N₂—N₃ свиты C₃¹. Средний карбон подразделяется на башкирский и московский ярусы.

На восточном склоне Воронежской антеклизы средний карбон распространен не повсеместно. На крайнем западе (г. Новоанненский) отложения его полностью отсутствуют. Общая мощность отложений сред-

него карбона на восточном склоне колеблется от 662 м (г. Жирновск) до 800—967 м на Приволжской моноклинали. На Хоперской моноклинали в разрезе сохраняются только самые нижние горизонты общей мощностью 67—115 м.

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса распространены на всей площади южного склона Воронежской антеклизы. В его состав входят северокельтменский, прикамский, черемшанский и мелекесский горизонты, которые представлены двумя литологически различными толщами. Нижняя толща, включающая северокельтменский, прикамский и нижнюю часть черемшанского горизонтов, сложена в основном известняками с редкими и маломощными прослоями глин, алевролитов и углей. Эта толща ничем не отличается от аналогичных отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы.

Верхняя толща, включающая верхнюю часть черемшанского и мелекесский горизонт, представлена ритмически переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими и маломощными прослоями известняков и углей, в чем наблюдается сходство с одно-возрастными отложениями Донбасса, хотя она и имеет малые мощности.

Таким образом, начиная с верхнечеремшанского времени (с начала отложения свиты C_2^3 Донбасса) площадь южного склона антеклизы (особенно ее западная часть) участвует вместе с Донецким бассейном в одновременных ритмических колебательных движениях на фоне общего опускания.

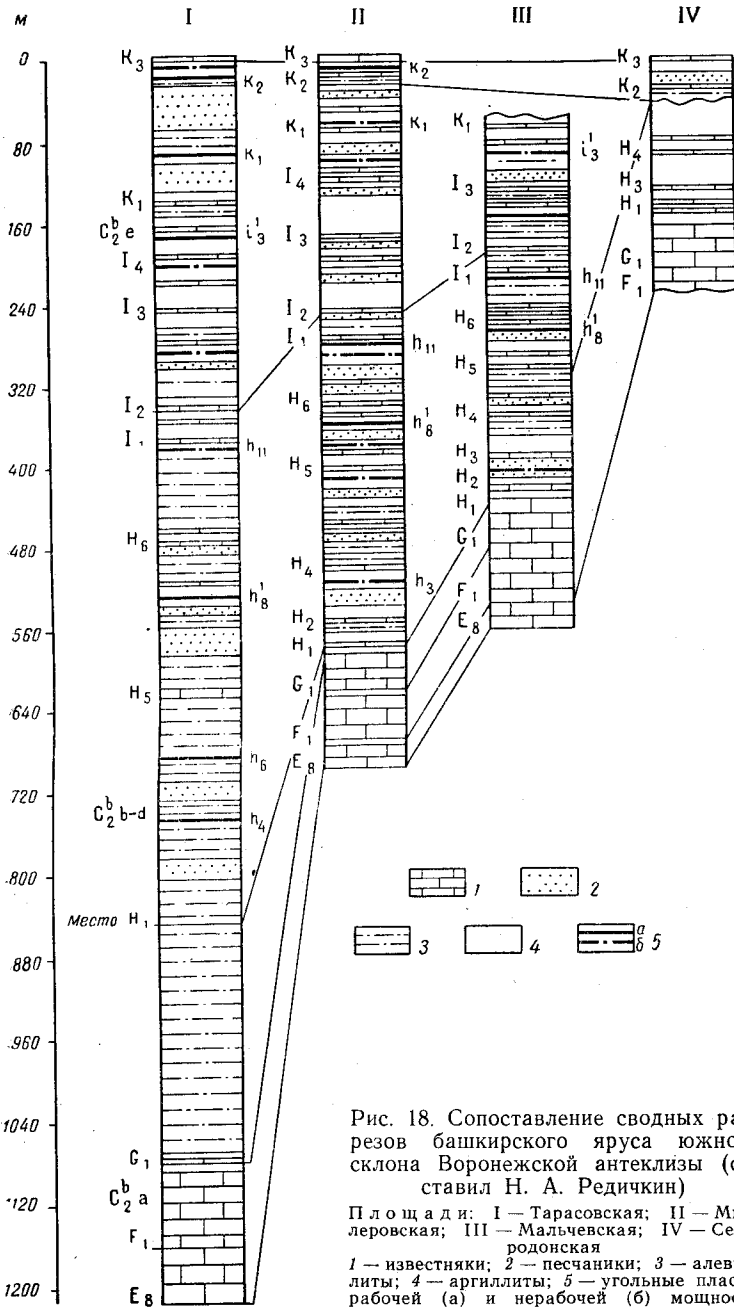
Нижняя граница башкирского яруса проводится по смене светло-серых детритусовых намюрских известняков микрозернистыми, оолитовыми, биоморфными водорослевыми известняками северокельтменского горизонта, содержащими фауну, во многом отличную от намюрской. Здесь отсутствуют многие роды и виды фораминифер, характерные для нижнего карбона, и впервые появляются такие роды, как *Pseudostaffella*, *Novella*, и другие, характерные для среднего карбона. В Донецком бассейне такой комплекс фораминифер появляется начиная с известняка E_8 свиты C_1^5 .

Верхняя граница яруса проходит по подошве известняка, в котором появляются фораминиферы *Pseudostaffella pseudoquadrata* M a n i k., *Profusulinella rhombiformis* var. *nibelensis* R a u s., *Eofusulina triangula* var. *rasdorica* P u t r j a и ряд других форм, характерных для верейского горизонта московского яруса. В Восточном Донбассе эта граница проходит по подошве известняка K_3 свиты C_2^5 (рис. 18). Мощность отложений башкирского яруса на южном склоне колеблется от 100 м на севере (станция Вешенская) до 1215 м на юге (пос. Тарасовский).

На восточном склоне Воронежской антеклизы башкирский ярус подразделяется не на горизонты ввиду недостаточного их палеонтологического обоснования, а лишь на нижнебашкирский и верхнебашкирский подъярусы; причем в нижний подъярус условно выделена вся карбонатная толща, а в верхний — терригенная толща с редкими прослоями известняков. Общая мощность яруса здесь изменяется от 48—52 м на Хоперской моноклинали до 167—170 м на Приволжской моноклинали и до 490 м в Тормосинской опорной скважине.

Северокельтменский горизонт развит на той же части площади Первомайско-Чирской моноклинали, что и краснополянский горизонт, но с некоторым расширением границы распространения к северу, где

описываемый горизонт трансгрессивно залегает на протвинском. Северокельтменский горизонт сложен серыми и светло-серыми известняка-



ми, детритусовыми, биоморфными водорослевыми, детритусово-шламовыми, реже микрозернистыми и оолитовыми, с редкими маломощными прослоями глин, алевролитов и углей.

В известняках присутствуют в большом количестве донцеллы, гидрактинии, а также фораминиферы *Eostaffella pseudostruvei* Raus., *E. acuta* Grosd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ozawainella umbonata* Brazhn. et Pot. и др.

Мощность отложений северокельтменского горизонта колеблется от 28 м на севере (пос. Чертково) до 60 м на юге (пос. Тарасовский).

Прикамский горизонт распространен на той же площади, что и нижележащий горизонт, с некоторым расширением границ в северном направлении. Перекрывая отложения северокельтменского горизонта, он трансгрессивно ложится в области Казанско-Калачевского поднятия на известняки серпуховского надгоризонта. Отложения прикамского горизонта представлены серыми и светло-серыми известняками детритусовыми, детритусово-шламовыми, биоморфными водорослевыми, оолитовыми, с редкими тонкими прослоями серо-зеленых и темно-серых глин, алевролитов и тонких прослоек бурых углей.

В известняках выявлены многочисленные донцеллы, гидрактинии, фораминиферы *Novella primitiva* Mapuk., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. praegorskyi* Raus., *Ps. compressa* Raus., *Ozawainella eoangulata* Kir., *Archaeodiscus brazhnikovae* Kir. Мощность горизонта колеблется от 12 м на севере (станция Вешенская) до 82 м на юге (пос. Тарасовский).

На восточном склоне Воронежской антеклизы отложения нижнебашкирского подъяруса залегают со стратиграфическим несогласием на нижнем карбоне. Представлены они почти исключительно светло-серыми и белыми перекристаллизованными кавернозными трещиноватыми известняками. Внизу известняки преимущественно микро- и тонкозернистые, в отдельных прослоях детритусовые, с немногочисленной фауной фораминифер *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella* cf. *varvariensis* Brazhn. et Pot., *Globivalvulina minima* Reitl. В средней части подъяруса известняки детритусовые состоят из остатков криноидей, кораллов, водорослей и фораминифер. В сгустково-детритусовых разностях с обилием водорослей *Donezella* встречены фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *E. parastruvei chusovenssis* Kir., *E. varvariensis* Brazhn. et Pot., *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theodor. Эта часть разреза может быть сопоставлена с северокельтменским горизонтом.

Верхняя часть подъяруса сложена детритусово-оолитовыми, оолитовыми и органогенно-обломочными известняками с разнообразным комплексом фораминифер. Присутствуют многочисленные псевдоштаффеллы: *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps. antiqua* var. *posterior* Raus., *Ps. sofronizkyi* Saif., дисквидные эоштаффеллы, псевдоэндоиты и мелкие астериоархедискусы, внизу отмечаются водоросли — *Donezella*, *Schamovella*. Судя по фауне фораминифер, эта часть подъяруса является аналогом прикамского горизонта.

Мощность нижнебашкирского подъяруса на восточном склоне колеблется от 0 до 51 м. Наибольшие значения ее, равные 39—51 м, отмечаются в районе Приволжской моноклинали. Верхняя граница подъяруса резкая, литологически проводится по смене карбонатных пород терригенными.

Черемшанский горизонт представлен на площади Первомайско-Чирской моноклинали двумя литологически различными толщами: нижней — большей частью карбонатной и верхней — терригенной.

Нижняя толща (в Донбассе ей соответствуют отложения свиты С₂²) развита в пределах всего южного склона антеклизы и сложена на севере светло-серыми детритусовыми и биоморфными водорослевыми

известняками, реже детритусово-шламовыми и микрозернистыми их известняками, отдельные пачки являются окремнелыми. В верхней части имеются прослой темно-серых глин, алевролитов и песчаников. На юге вблизи Северодонецкого надвига нижняя часть черемшанского горизонта представлена терригенными породами: темно-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими песчаниками и маломощными глинистыми детритусовыми известняками в нижней части разреза.

Известняки черемшанского горизонта содержат фораминиферы *Pseudostaffella composita* Grosd. et Leb., *Ozawainella alchevskiensis* Pot., *Profusulinella primitiva* Sosh. и ряд других форм. Мощность нижней (карбонатной) толщи черемшанского горизонта колеблется на севере от 32 м (станция Вешенская) до 44 м (г. Миллерово). На юге (пос. Тарасовский), где эта толща представлена терригенными осадками, мощность ее составляет 215 м.

Верхняя терригенная толща (в Донбассе ей соответствуют отложения свиты С₂³) представлена ритмически переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами с довольно редкими прослоями известняков и углей. На площади наблюдается резкая смена фаций. Литологический состав этой толщи показан в табл. 8, из которой видно, что в северном направлении (к Мальцевской площади) уменьшаются общая мощность отложений и угленосность, но возрастает роль известняков и аргиллитов.

Верхняя толща черемшанского горизонта содержит от 4 до 12 пластов известняков, из которых маркирующими являются Н₁, Н₄, Н₅ и Н₆, и до 10 угольных прослоев и пластов, из них рабочей мощности достигают только два пласта угля: h₈¹ и h₁₁. Известняки светло-серые и серые, детритусовые, в отдельных прослоях водорослевые, глинистые, слегка алевролитистые, в нижней части толщи спонголитовые, состоящие из спилук губок и тонкозернистого цемента. В известняках обнаружены фораминиферы *Pseudostaffella subquadrata* Grosd. et Leb., *Ozawainella pararhomboidalis* Manuk., *Oz. lisichanica* Manuk., *Profusulinella primitiva* Sosn., *Pr. ex gr. rhomboides* Lee et Chen., *Archaeodiscus donetzianus* Sosn. и ряд других форм, а также брахиоподы, криноидеи, остракоды, спикулы губок и донецеллы.

Таблица 8

Литологический состав верхней толщи черемшанского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность толщи, м | Песчаники | Алевро- литы | Аргил- литы | Извест- няки | Угли |
|-----------------------|-------------------------|-----------|-----------------|----------------|-----------------|------|
| Мальцевская | 210 | 14,5 | 23,6 | 51,0 | 10,2 | 0,7 |
| Сулинская | 247 | 34,0 | 16,1 | 0,3 | 3,9 | 0,7 |
| Тарасовская | 480 | 20,3 | 70,5 | 5,4 | 2,9 | 0,9 |

Мощность верхней толщи колеблется от 60 м на севере (станция Вешенская) до 480 м на юге (пос. Тарасовский). Такое изменение мощности отложений объясняется как генетическим уменьшением мощности этой толщи от складчатого Донбасса к северу, так и стратиграфическим выпадением из разреза значительной части слоев в районе Первомайско-Чирской моноклинали (станция Вешенская).

Мелекесский горизонт развит на площади Первомайско-Чирской моноклинали и отсутствует в северо-западной ее части, где он, по-видимому, был размыт в предверейское время. Отложения данного горизонта представлены ритмически переслаивающимися зеленовато-

серыми и светло-серыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами с редкими прослоями известняков и углей. Верхняя граница горизонта, как указывалось выше, проходит по подошве известняка K_3 , содержащего комплекс фораминифер верейского горизонта.

Для мелекесского горизонта в разрезе характерна более равномерная смена фаций, чем в верхней части черемшанского горизонта, причем морской комплекс отложений преобладает над континентальным (это видно из наличия карбонатного цемента в терригенных породах, присутствия в последних обломков морской фауны и из уменьшения угленосности, особенно в нижней части разреза). Литологический состав и мощность горизонта по отдельным площадям приведены в табл. 9.

Таблица 9

Литологический состав мелекесского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты | Известняки | Угли |
|------------------------|-----------------------|-----------|------------|-----------|------------|------|
| Мальчевская | 160 | 30 | 32,55 | 32,7 | 4,19 | 0,6 |
| Первомайская | 217 | 20 | 36,3 | 38,7 | 4,5 | 0,5 |
| Миллеровская | 240 | 34 | 18,6 | 43,0 | 3,4 | 1,0 |
| Тарасовская | 372 | 38 | 39,15 | 20,0 | 2,05 | 0,8 |

В этом горизонте встречается до 12 пластов известняков, из которых пласты I_1 , I_2 , I_3 , I_4 , K_1 и K_2 являются маркирующими. Известняки светло-серые, детритусовые, водорослевые и детритусово-шламовые; содержат фораминиферы *Pseudostaffella subquadrata* Grosd. et Leb., *Ozawainella pararhomboidalis* Манук., *Profusulinella rhombiformis* Вгразн. et Pot., *Verella spicata* Dalm. (последняя форма появляется в известняке I_3) и ряд других форм, а также брахиоподы, криноиды, остракоды и водоросли *Donezella*.

Горизонт содержит до семи пластов и прослоев угля, в которых пласт k_2 относительно устойчив в западной части Северодонецкой моноклинали, а пласты k_1 и i_3^1 достигают рабочей мощности только на юге моноклинали (пос. Тарасовский). Общая мощность мелекесского горизонта изменяется от 60 м в районе Первомайско-Чирской моноклинали (станция Вешенская), где на отложениях нижней части черемшанского горизонта со стратиграфическим несогласием лежат осадки верхней части мелекесского горизонта (нижняя часть свиты C_2^5 , в интервале известняков K_1-K_3) до 160—240 м в центральной части рассматриваемой площади (г. Миллерово) и до 372 м на юге (пос. Тарасовский).

Верхнебашкирский подъярус на площади восточного склона антеклизы представлен глинами, алевролитами и песчаниками с редкими тонкими прослоями глинистых алевритистых известняков. Глины темно-серые, иногда тонкоотмученные или неравномерно алевритистые, иногда известковистые; наблюдаются переходы в алевролиты и мергели. В глинах отмечаются многочисленные отпечатки раковин пелеципод, растений, желваки сидерита и вкрапления пирита. В глинах нижней и верхней части подъяруса на Коробковской площади и в Николаевской опорной скважине определен спорово-пыльцевой комплекс башкирского возраста, в котором в большом количестве встречены мелкие споры подгрупп *Leiotriletes* Naum., *Lophotriletes* Naum., *Acanthotriletes* Naum. Отмечается также видовое разнообразие *Azonomonotriletes*, в большом количестве присутствуют *Zonoletes pumicosus* Lub.

Глины развиты преимущественно в нижней части подъяруса, где местами постепенно фациально замещаются алевролитами и глинистыми песчаниками. В верхней части разреза они залегают в виде прослоев и пачек, разделяющих пласты песчаников и алевролитов, которые здесь продуктивны. Выделяются четыре промышленно нефтегазоносных пласта (снизу вверх): ВВ_{IV}, ВВ_{III}, ВВ_{II} и ВВ_I. Мощность их колеблется от 2—3 до 38—47 м. Песчаники серые со слабо зеленоватым оттенком, полимиктовые, мелкозернистые, со смешанным глинисто-карбонатным или карбонатно-глинистым цементом порового и базального типов. Они часто замещаются алевролитами серыми и темно-серыми, полимиктовыми, мелкозернистыми, с глинистым или углисто-глинистым, а иногда с известковым цементом, местами содержится примесь сидерита.

Мощность верхнебашкирских отложений на восточном склоне антеклизы колеблется от 28—69 м на Хоперской моноклинали до 115—131 м в районе Приволжской моноклинали, а в Тормосинском прогибе она достигает 178—406 м. Верхняя граница подъяруса проводится по подошве прослоя детритусового известняка с верейским комплексом фораминифер.

Московский ярус

Отложения московского яруса распространены почти на всей площади южного склона Воронежской антеклизы и представлены различными ритмически переслаивающимися терригенными породами с прослоями известняков и углей. При этом к северо-востоку (в сторону Доно-Медведицкого вала) в разрезе растет количество и мощность пластов известняков и соответственно уменьшается количество пачек и общая мощность терригенных, особенно песчаных пород, а также уменьшается и угленосность этих отложений (рис. 19).

Нижняя граница московского яруса проводится по подошве известняка К₃, который хорошо прослеживается на всей площади южного склона, и, начиная с которого, в разрезе появляются остатки таких фораминифер, как *Pseudostaffella pseudoquadrata* Maпuk., *Profusulinella rhombiformis* var. *nibelensis* Raуs., *Eofusulina triangula* var. *rasdorica* Putrja. и других форм, характерных для верейского горизонта. Верхняя граница московского яруса проводится по подошве

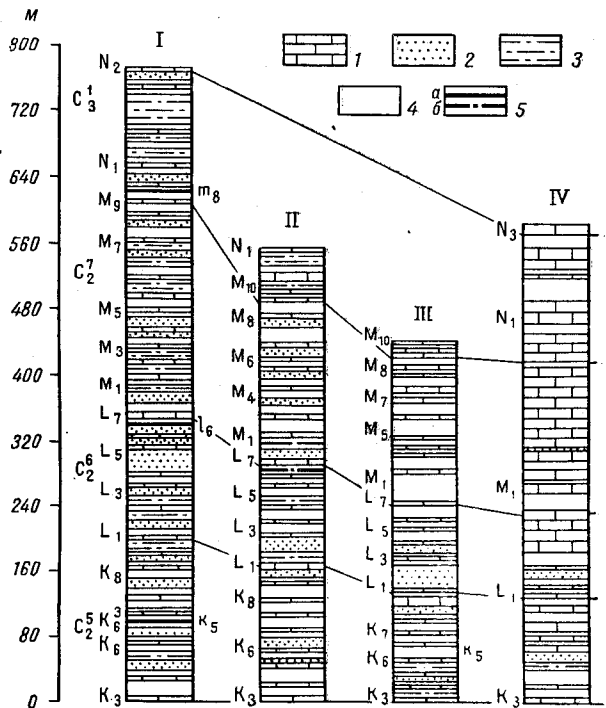


Рис. 19. Сопоставление сводных разрезов московского яруса южного склона Воронежской антеклизы (составил Н. А. Редицкий)

Площади: I — Тарасовская; II — Миллеровская; III — Первомайская; IV — Бокачевская
1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — угольные пласты рабочей (а) и нерабочей (б) мощности

известняка N_2-N_3 , начиная с которых появляются фораминиферы *Fusiella lancetiformis* Putrja, *Protriticites pseudomontiparus* Putrja, *Pr. globulus* Putrja, *Obsoletes* sp. и другие формы, характерные для нижней части верхнего карбона.

Мощность московского яруса на южном склоне антеклизы колеблется от 656 м на севере (с. Бокачевка) до 830 м на юге в районе Северодонецкого надвига (пос. Тарасовский) и до 1337 м в Тормосинском прогибе. На восточном склоне мощность яруса меняется от 20—63 м (Хоперская моноклираль) до 661—796 м (Приволжская моноклираль). Современное распространение отложений московского яруса в значительной мере определяется результатами регионального предмезозойского размыва, который в западных районах области достигает значительной глубины. Представлен ярус в основном сложениями открытого морского бассейна (рис. 20).

Московский ярус подразделяется на два подъяруса: нижнемосковский и верхнемосковский с границей между ними по известняку L_7 . Нижнемосковский подъярус включает в себя верейский и каширский горизонты, верхнемосковский — подольский и мячковский горизонты.

Верейский горизонт развит в южной части Первомайско-Чирской моноклинали. Северная граница их распространения проходит через с. Городище, станцию Мальчевская, севернее с. Кашары, западнее станицы Вешенской, на станцию Усть-Бузулукскую. Верхняя граница горизонта проводится по подошве известняка L_1 , в котором встречены фораминиферы *Schubertella gracilis* var. *zhnensis* Raus., *Ozawainella digitalis* Manuk., *Profusulinella pseudolibrovichi* var. *atelica* Raus. и ряд других форм, характерных для отложений каширского горизонта, где они достигают расцвета (хотя эти формы появляются еще в известняках K_8 и K_9).

Горизонт представлен ритмическим чередованием зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников с тонкими пластами и прослоями светло-серых известняков и гумусовых углей. Алевролиты и песчаники полимиктовые, с хлорито-серцитовым или карбонатным цементом. Обычно они содержат обугленные растительные остатки. Песчаники преимущественно мелко- и среднезернистые, с плохо окатанными зернами. Литологический состав и мощность отложений по отдельным площадям приведены в табл. 10.

Таблица 10

Литологический состав верейского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты | Известняки | Угли |
|-------------------------|-----------------------|-----------|------------|-----------|------------|------|
| Северодонская | 98 | 12 | 21,0 | 54,6 | 12,4 | — |
| Первомайская | 125 | 14 | 20,0 | 42,8 | 22,7 | 0,5 |
| Миллеровская | 140 | 25 | 10,0 | 53,6 | 10,0 | 1,4 |
| Тарасовская | 193 | 26 | 37,2 | 26,0 | 9,5 | 1,3 |

Верейский горизонт содержит до 11 пластов известняков и до 7 пластов углей. Наиболее выдержанными на площади являются известняки K_3 , K_5 , K_7 , K_8 и K_9 . Из углей пласт k_5 достигает рабочей мощности на Тарасовской площади.

Известняки детритусовые, детритусово-фораминиферовые и биоморфно-донецелловые с *Pseudostaffella pseudoquadrata* Manuk., *Ps. subquadrata* Grosd. et Leb., *Ozawainella pararhomboidalis* Manuk., *Profusulinella rhombiformis* var. *nibelensis* Raus., *Aljutovella cybaea*

Leont., *Eofusulina triangula* Ra. us. et Bel., *E. triangula* var. *rasdoric* Putrja и рядом других фораминифер. Встречаются также брахиоподы, донещеллы и остракоды. Общая мощность верейского горизонта

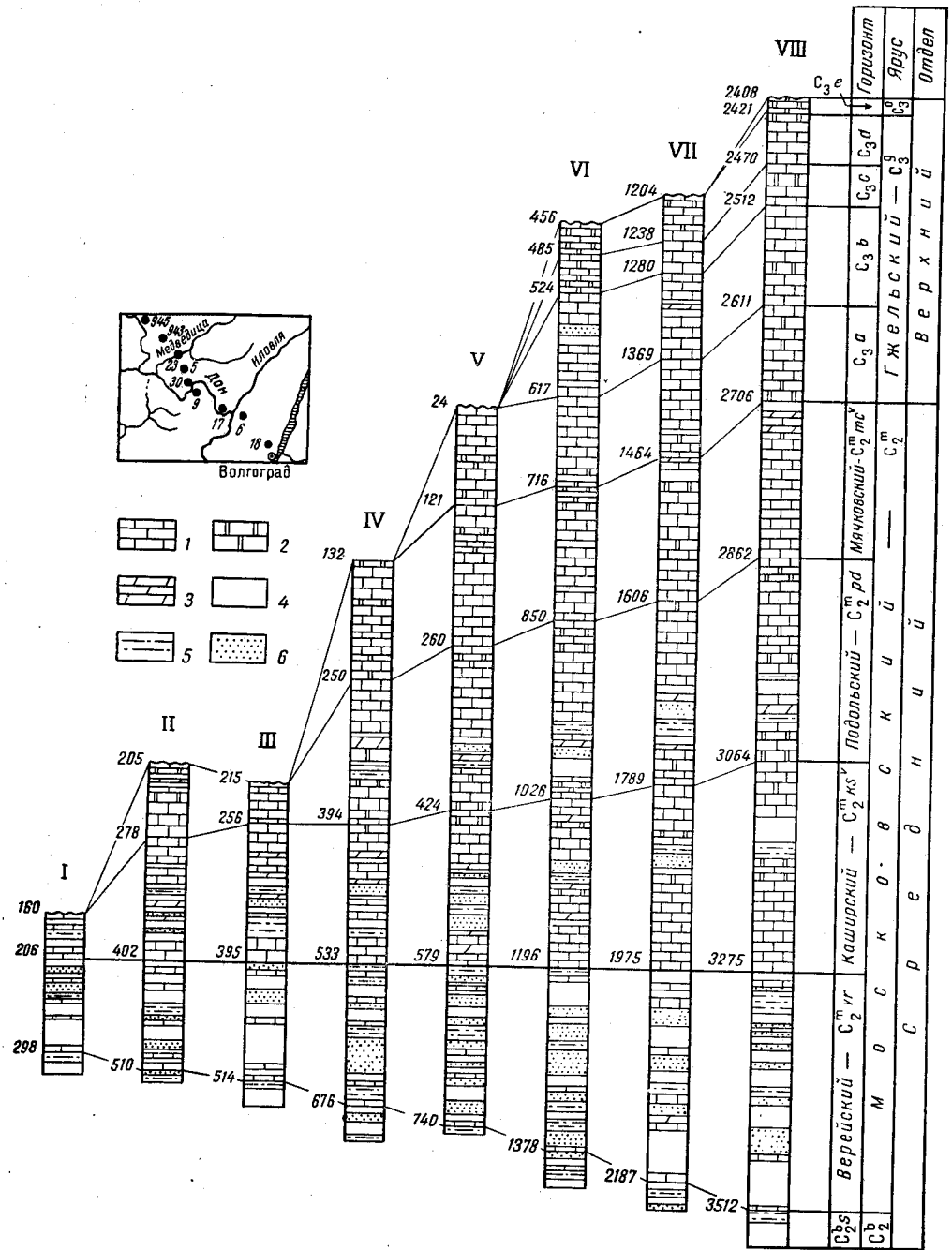


Рис. 20. Сопоставление разрезов московского яруса среднего карбона и верхнего карбона восточного склона Воронежской антеклизы (составил Г. М. Яриков)

Скважины: I — Хоперская 943; II — Абрамовская 23; III — Клетская Почта 5; IV — Верховская 30; V — Саушинская 9; VI — Сиротинская 17; VII — Качалинская 6; VIII — Городищенская 18

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — алевролиты; 6 — песчаники

зонта на южном склоне колеблется от 98 м на севере до 120—140 м в центральной части и до 193 м на юге. В Тормосинском прогибе она достигает 245—350 м.

На восточном склоне Воронежской антеклизы верейский горизонт сложен терригенными отложениями с прослоями известняков, реже доломитов. Терригенные осадки представлены глинами, алевролитами и песчаниками. Глины темно-серые, иногда черные, в отдельных прослоях зеленовато-серые, неравномерно алевролитистые, горизонтально-тонкослоистые, иногда известковистые, с включениями пирита, сидерита и обуглившихся растительных остатков. Алевролиты и песчаники серые, зеленовато-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, полимиктовые, глинистые, известковистые с глинисто-карбонатным и хлоритоглинистым цементом, а иногда карбонатным.

В разрезе верейского горизонта выделено шесть пластов-коллекторов (снизу вверх — V_{VII} , V_{VI} , V_V , V_{IV} , V_{III} , V_{II} и V_I), к которым приурочены промышленные залежи нефти и газа (с. Коробки, станция Арчеда, станция Шляховская, г. Жирновск). Глины, алевролиты и особенно песчаники литологически не выдержаны, часто сменяют друг друга. Последние особенно широко развиты внизу и вверху разреза в пос. Коробки, с. Горно-Водяное, пос. Суровикино (пласты-коллекторы V_{VI} , V_{IV} и V_{III}).

В районе Хоперской моноклинали верейский горизонт сложен преимущественно глинами с маломощными песчаниками и алевролитами, а также редкими пластинами известняков. В нижней части разреза песчаники обычно алевролитистые, глинистые, детритусовые, в верхней — фораминиферовые, донецелловые, с типично верейским комплексом фораминифер: *Aljutovella artificialis* Leont., *Al. cybaea* Leont., *Al. aljutovica* Raus., *Profusulinella arta* Leont., *Pr. prisca* Dep rat, *Pr. rhombiformis* var. *nibelensis* Raus., *Ozawainella facoides* Manuk., *Eofusulina triangula* Raus. et Bel. Из брахиопод здесь определены *Krotovia karpinskiana* I an., *Chonetes carboniferus* Keys.

Из верейских в основном глинистых пород Г. М. Яриковым (1964а) определен довольно богатый спорово-пыльцевой комплекс, в котором наряду с такими формами, как *Euryzonotrites crassipterus* Wal., *Azantonotrites minutus* I br., унаследованными от верхнебашкирского времени, широко представлена типично московская ассоциация форм: *Hymenozonotrites globiformis* Isch., *H. praevalensis* Isch., *H. saturni* I br., *Periplecotrites glomeriformis* Inos., *Dictyotrites subretiformis* I nos. и др.

Мощность верейского горизонта на Приволжской моноклинали колеблется от 83—143 до 185 м. Верхняя его граница проводится в подошве вышележащей сплошной карбонатной толщи, а палеонтологически — по появлению фораминифер каширского возраста.

Каширский горизонт развит на южном склоне антеклизы еще на меньшей площади, чем верейский. Северная граница его распространения проходит примерно по линии г. Миллерово — с. Кашары — станция Вешенская — восточнее станицы Усть-Бузулукской. Верхняя граница горизонта проводится здесь по подошве известняка L_7 , в котором уже встречаются фораминиферы *Fusiella pulchella* Raus., *Ozawainella stellae* Manuk., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulina pseudoelegans* Chern., *F. schellwieni* Staff. и ряд других форм, характерных для подольского горизонта.

Каширский горизонт представлен переслаивающейся толщей алевролитов, аргиллитов, песчаников и известняков с тонкими редкими прослойками углей. Преобладают осадки прибрежно-морских фаций, причем в восточной части рассматриваемой территории (Бокачевская

площадь) большую часть разреза слагают известняки и глины. Литологический состав и мощность горизонта по отдельным площадям приведены в табл. 11.

Литологический состав каширского горизонта (в %)

Таблица 11

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты и глины | Известняки | Угли |
|-------------------------|-----------------------|-----------|------------|-------------------|------------|------|
| Миллеровская | 109 | 10 | 14 | 64,4 | 11,0 | 0,6 |
| Северодонская | 111 | — | 27 | 28,5 | 44,5 | — |
| Первомайская | 108 | 19 | 24 | 43,6 | 13,0 | 0,4 |
| Тарасовская | 148 | 21 | 43 | 31,3 | 4,2 | 0,5 |

В составе горизонта имеется до восьми пластов известняков и до пяти прослоек углей. Маркирующими известняками являются пласты L₁, L₂, L₄, L₅, L₆. Рабочей мощности достигает только пласт угля l₆ (Тарасовская площадь).

Известняки детритусовые, детритусово-фораминиферовые и микрозернистые с *Schubertella lata* Lee et Chen, *Sch. acuta* Raus., *Pseudostaffella topilini* Putrja, *Ozawainella paratingi* Manuk., *Profusulinella pseudolibrovitchi* Saf., *Fusulinella subpulchra* Putrja, *Hemifusulina kashirica* Bolkh., *Eofusulina paratriangula* Putrja. Имеются также брахиоподы, криноидеи, остракоды, донецеллы. Мощность каширского горизонта на южном склоне от 110 м (г. Миллерово) до 148 м (пос. Тарасовский). В Тормосинской опорной скважине она достигает 280 м.

На восточном склоне Воронежской антеклизы каширский горизонт подразделяется обычно на три пачки: нижнюю — известняковую, среднюю — песчано-глинистую или известняково-глинисто-песчаную и верхнюю — известняковую. Терригенные отложения представлены здесь в основном серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми глинами, неравномерно известковистыми, с прослоями алевролитов, реже песчаников. К югу, особенно в Тормосинском прогибе, увеличивается число прослоев и мощность терригенных пород, особенно песчаников.

Карбонатные пачки каширского горизонта представлены известняками серыми и светло-серыми, органогенно-обломочными, детритусовыми, в отдельных прослоях микрозернистыми. Местами они доломитизированы с прослоями мергелей. Из фораминифер здесь определены *Ozawainella paratingi* Manuk., *Aljutovella postaljutovica* Saf., *Fusulinella subpulchra* Putrja, *Hemifusulina kashirica* Bolkh., *H. pseudobocki* Putrja et Leont., *H. moelleri* Raus., *Fusulina schellwieni* Staff., *F. bona* Chern. В средней терригенной пачке встречаются также брахиоподы *Choristites* cf. *priscus* Eichw., *Ch.* cf. *sowerbyi* Fisch., *Canocrinella* cf. *undifera* Con. и характерный для каширского горизонта спорово-пыльцевой комплекс. Мощность горизонта колеблется от 21—60 м (Хоперская моноклинал) до 202—224 м (Приволжская моноклинал). Верхняя граница горизонта проводится в однородной карбонатной толще по появлению в комплексе фораминифер *Fusulinella colaniae* var. *borealis* Raus.

Подольский горизонт развит на Первомайско-Чирской моноклинали менее широко, чем каширский. Северная граница распространения проходит примерно по линии г. Миллерово, с. Кашары, севернее станицы Боковской на станицу Клетскую. Верхняя граница горизонта проводится по подошве известняка M₉, в котором выявлены фораминиферы

Fusulinella bocki Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. helenae* Raus., *F. mosquensis* Raus., характерные для отложений мячковского горизонта.

Подольский горизонт сложен ритмически чередующимися серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известняками. Встречаются редкие прослойки углей. В восточной части рассматриваемой территории (Бокачевская площадь) разрез почти полностью слагается известняками. Литологический состав и мощность горизонта по отдельным площадям приведены в табл. 12.

Таблица 12

Литологический состав подольского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты и глины | Известняки | Угли |
|------------------------|-----------------------|-----------|------------|-------------------|------------|------|
| Первомайская | 182 | 5,5 | 3,3 | 50,9 | 40,0 | 0,3 |
| Тарасовская | 252 | 26,4 | 14,4 | 43,26 | 15,7 | 0,24 |

В подольском горизонте имеется до 17 пластов известняков, из которых маркирующими являются M_1 , M_2 , M_3 , M_5 , M_6 , M_7 и M_8 , а также до четырех прослоек углей, не достигающих рабочей мощности.

Известняки светло-серые до белых, микрозернистые, детритусовые, детритусово-фораминиферовые и детритусово-шламовые. В них обнаружены фораминиферы *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Fusiella typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen, *Ozawainella stellae* Manuk., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. vozghalensis* Saf., *Fusulina dunbari* Sosn., *F. kamensis* Saf., *F. rossoschanica* Putrja, *Putrella brazhnikovae* Putrja. и ряд других форм. Встречаются брахиоподы, криноидеи, мшанки, остракоды и кораллы. Общая мощность подольского горизонта в пределах южного склона колеблется от 182 м на севере (с. Первомайское) до 252 м на юге (пос. Тарасовский) и до 414 м в Тормосинском прогибе. В северной части Первомайско-Чирской моноклинали отложения подольского горизонта размыты.

На восточном склоне антеклизы подольский горизонт состоит из пяти пачек: известняковой (самой нижней), алевроито-глинистой, известняковой, глинистой и снова известняковой.

Нижняя пачка мощностью 18—27 м сложена темно-серыми, реже серыми известняками, часто слабодолмитизированными, глинистыми, с тонкими прослойками (мощностью 1—2 м) темно-серых алевроитистых слабоизвестковистых глин и тонкозернистых доломитов. Известняки микрозернистые, отчасти фузулиновые и комковатые; содержат богатый комплекс фузулинид, характерных для нижней части подольского горизонта и верхней части каширского *Ozawainella curachovenssis* Manuk., *Profusulinella eolibrovichi* Saf., *P. pseudolibrovichi* Saf., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. paracolaniae* Raus., *Hemifusulina paraelliptica* Raus., *H. communis* var. *acuta* Raus., *Fusulina elschanica* var. *vaskinensis* Raus.

Вторая снизу пачка (22—50 м) сложена в основном глинами с прослоями алевролитов и песчаников серых, глинистых, кварцевых, слюдяных с базальным, порового типа цементом. К северу от пос. Николаевского эта пачка полностью замещается темно-серыми микрозернистыми детритусовыми известняками. Кроме перечисленных выше фузулинид, обнаруженных в первой пачке, здесь отмечаются

также многочисленные путреллы — формы в основном подольского возраста. Из брахиопод встречены *Marginifera cf. timanica* Tschern.

Третья пачка (15—34 м) представлена опять известняками светло-серыми, микрозернистыми, детритусовыми, водорослевыми и органогенно-обломочными, с редкими прослоями буровато-серых пористых доломитов. Отмечаются многочисленные фузулиниды подольского возраста.

Четвертая пачка (3—15 м) сложена темно-серыми известковистыми, алевролитистыми глинами с частыми обломками мшанок, брахиопод. Местами отмечаются тонкие прослойки известняков серых, детритусово-шламовых, микрозернистых, слабодоломитизированных.

Верхняя, пятая, пачка (45—60 м) представлена преимущественно микрозернистыми известняками, в отдельных прослоях комковато-детритусовыми и органогенно-обломочными, с прослоями доломитов. Богатый и характерный для подольского горизонта комплекс фузулинид состоит из *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. rasdorica* Sem. et Meln., *F. decurta* Reitl., *Fusulina kamensis* Saf., *F. cf. aspera* Chern., *F. rauserae* Chern. и др.

Общая мощность подольского горизонта на Приволжской моноклинали 157—163 м. На Хоперской моноклинали подольские отложения размыты. Верхняя граница горизонта проводится в подошве органогенно-обломочных, слабоперекристаллизованных известняков по смене подольского комплекса фузулинид мячковским.

Мячковский горизонт отсутствует в северной части Первомайско-Чирской моноклинали. В южной части моноклинали он представлен двумя типами разрезов: терригенным и терригенно-карбонатным. Терригенный разрез сложен ритмически переслаивающимися зеленовато-серыми алевролитами, аргиллитами с редкими пластинами песчаников и известняков. Этот тип разреза развит на площади, примыкающей к Северо-Каменскому угленосному району. Терригенно-карбонатный тип разреза развит в восточной части моноклинали (Бокачевская и Адамовская площади) и в Тормосинском прогибе.

В терригенно-карбонатном типе разреза существенное значение приобретают глины. Здесь выделены три литологические пачки. Нижняя сложена в основном светло-серыми сгустково-детритусовыми известняками с включениями кремня и прослоями коричневатого-серых тонкозернистых доломитов. Здесь встречены *Ozawainella mosquensis* Raus., *Oz. leei* Putrja. Средняя пачка представлена глинами светло- и зеленовато-серыми, известковистыми, неяснослоистыми, жирными на ощупь, с редкими тонкими прослоями светло-серых и белых сгустково-детритусовых слабоперекристаллизованных известняков с *Fusulina donetzica* Putrja. Верхняя пачка (пос. Суравикино) сложена карбонатными породами, которые к юго-востоку постепенно замещаются глинами. Литологический состав и мощность горизонта по отдельным площадям приведены в табл. 13.

Таблица 13

Литологический состав мячковского горизонта (в %)

| Наименование площади | Мощность горизонта, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты и глины | Известняки | Угли |
|-----------------------|-----------------------|-----------|------------|-------------------|------------|------|
| Бокачевская | 110 | 3 | 10 | 37,0 | 50,0 | — |
| Адамовская | 150 | 18 | 24 | 48,5 | 9,5 | — |
| Тарасовская | 235 | 20 | 50 | 8,8 | 21,2 | — |

В мячковском горизонте имеется до 15 пластов известняков, из которых маркирующими являются M_9 , M_{10} , N_1 и N_1^1 , и до четырех тонких прослоек углей.

Количество пластов известняков в восточной части моноклинали (Адамовская и Бокачевская площади) не превышает 6—7, но некоторые из них достигают очень большой мощности (до 25 м). Известняки микро- и тонкозернистые, детритусовые и детритусово-фораминиферовые, на отдельных участках доломитизированные с *Fusiella typica* var. *extensa* Raus., *Pseudostaffella sphaeroidea* var. *cuboides* Raus., *Hemifusulina bocki* Moell., *H. elliptica* Lee, *H. ovata* Kir., *H. graciosa* Lee, *Fusulinella pseudobocki* Lee et Chen, *F. helenae* Raus., *F. mosquensis* Raus., *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. cylindrica* Fisch., *F. quasifusulinoides* Raus., *Putrella donetzi* Lee и другой фауной.

Верхняя граница мячковского горизонта условно проводится по подошве известняка N_2 — N_3 , в котором встречаются представители родов *Protriticites* и *Obsoletes*, являющихся характерными для нижней половины верхнего карбона. Мощность описываемого горизонта в пределах южного склона антеклизы изменяется с севера на юг от 93—112 м (с. Бокачевка) до 235 м (пос. Тарасовский) и до 293 м на юго-востоке (хут. Тормосин).

На восточном склоне Воронежской антеклизы мячковский горизонт развит в районе Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали и отсутствует на Хоперской моноклинали. Горизонт сложен известняками с редкими прослоями доломитов. Литологически и по фауне он разделяется на три части.

Нижняя часть состоит в основном из органогенно-обломочных, микросгустковых и оолитовых известняков с фузулидами, характерными для пограничной зоны подольского и мячковского горизонтов: *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. paradistenta* Saf., *F. distenta* Roth. et Skinner, а также с типично мячковскими формами *Fusulinella bocki* Moell., *F. schwagerinoides* Dérgr., *F. pseudobocki* Lee et Chen. Средняя часть горизонта представлена криноидно-фораминиферовыми, органогенно-обломочными и водорослевыми известняками, содержащими почти исключительно одни фузулиеллы мячковского возраста. Здесь же появляются первые протритициты: *Protriticites ovatus* Putrja, *Pr. pseudomontiparus* Putrja. Верхняя часть состоит в основном из тонкозернистых доломитизированных известняков, реже — органогенных и микросгустковых. В них встречены фузулиды; характерные на Восточно-Европейской платформе для самой верхней части среднего карбона: *Fusulina donetzica* Putrja, *F. cymbjanica* Putrja, *F. ex gr. nytvica* Raus.

Общая мощность мячковского горизонта на восточном склоне антеклизы изменяется от 11 до 138 м (Приволжская моноклинали). Верхняя граница горизонта устанавливается довольно четко в подошве пачки глин, выше которых в органогенно-обломочных известняках встречаются многочисленные представители рода *Obsoletes*.

Верхний карбон

На южном склоне Воронежской антеклизы отложения верхнего карбона развиты только в южной части Первомайско-Чирской моноклинали и в Тормосинском прогибе.

По принятой в СССР схеме верхний карбон делится на два яруса: гжельский и оренбургский. Однако в понимании стратиграфического расчленения верхнего карбона до сих пор еще нет единого мнения.

До 1962 г. верхний карбон делили на касимовский и гжельский ярусы. Позднее на основании нового фактического материала Е. А. Иванова и С. Е. Розовская предложили сохранить прежнее ярусное деление, так как касимовский и гжельский ярусы имеют четко охарактеризованные стратиграфические объемы и определенные фаунистические характеристики.

Для верхнего карбона на южном склоне Воронежской антеклизы характерно почти полное отсутствие континентальных отложений и возрастание роли морских фаций, по сравнению с Донбассом. Общая мощность верхнего карбона колеблется от 240—296 м в Тормосинском прогибе до 630 м в южной части Первомайско-Чирской моноклинали.

На восточном склоне антеклизы верхний карбон в отличие от среднего не имеет повсеместного развития. Он известен в восточной части Доно-Медведицкого вала и на Приволжской моноклинали, но и здесь, как и на южном склоне Воронежской антеклизы, размыт на различную глубину. На размытой его поверхности со стратиграфическим несогласием залегают отложения пермской системы, а на северо-востоке — мезозоя. Общая мощность верхнего карбона на восточном склоне антеклизы составляет от 296 до 344 м (Приволжская моноклинали).

Гжельский ярус

Отложения гжельского яруса на южном склоне Воронежской антеклизы представлены пестроцветной толщей переслаивающихся известняков, аргиллитов, алевролитов и песчаников.

По фауне фораминифер он расчленяется на пять зон: $C_3^1a_1$, $C_3^1a_2$, C_3^1b , C_3^1c , и C_3^1d . Полная мощность яруса в южной части Первомайско-Чирской моноклинали (примыкающей к Северодонецкому надвигу) составляет 540 м (станция Скосырская) и 496 м в Тормосинском прогибе. На остальной площади южного склона антеклизы мощность яруса намного меньше вследствие размыва верхних зон в предверхнемеловое время.

На площади восточного склона антеклизы гжельский ярус представлен зонами C_3^1a , C_3^1b , C_3^1c , C_3^1d . Отложения этого яруса охарактеризованы и подробно описаны во многих скважинах глубокого и структурного бурения в районах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали. Общая мощность яруса составляет 260—285 м (Приволжская моноклинали).

Зона *Protriticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletes* распространена на юге Первомайско-Чирской моноклинали, вдоль Северодонецкого надвига. Северная граница их распространения протягивается примерно по линии пос. Тарасовский—станция Советская—станция Клетская. Зона представлена переслаивающейся толщей пестроцветных глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников с пластинами известняков и редкими маломощными прослойками углей. Из табл. 14 видно, что в восточном направлении происходит уменьшение мощности отложений зоны и возрастание роли известняков.

В зоне имеется до пяти пластов известняков, из которых маркирующими являются N_2 , N_3 , N_4 , N_5 . Известняки в западной части рассматриваемой территории (пос. Тарасовский) в большинстве своем глинистые, песчаные, часто брекчированные, доломитизированные, с комплексом фауны, характерной для морского мелководья и опресненных водоемов (пеллециподы, гастроподы и остракоды). Только изредка они содержат нормальную морскую фауну. На востоке (Адамовская и Бокачевская площади) известняки представлены преимущест-

Таблица 14

Литологический состав зоны $C_3^1a_1$ (в %)

| Наименование площади | Мощность зоны, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты и глины | Известняки | Угли |
|-----------------------|------------------|-----------|------------|-------------------|------------|------|
| Тарасовская | 218 | 10 | 65 | 10 | 15 | — |
| Адамовская | 118 | 10 | 30 | 10 | 50 | — |
| Бокачевская | 60 | 1 | — | 29 | 70 | — |

венно детритусовыми разностями с нормальным морским комплексом фауны — брахиоподами, кораллами, фораминиферами, мшанками и др.

В известняках встречены фузулины *Fusiella lancetiformis* Putrja, *Fusulinella schwagerinoides* Deprat, *Fusulina cylindrica* Fisch., *Protriticites pseudomontiparus* Putrja, *Pr. globulus* Putrja, *Obsoletes obsoletes* Schellw., *O. minutus* Kir. Верхняя граница зоны проводится в основании известняка O_1 , в котором встречены фузулины из рода *Triticites*, характерные для вышележащей зоны.

Зона *Triticites montiparus* ($C_3^1a_2$) Донбасса в интервале от известняка O_1 до O_4 распространена на той же площади южного склона антеклизы, что и нижележащие верхнекаменноугольные отложения. Представлены они переслаивающейся толщей пестроокрашенных известняков, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Литологический состав и мощность по отдельным площадям приведены в табл. 15.

Таблица 15

Литологический состав зоны $C_3^1a_2$ (в %)

| Наименование площади | Мощность зоны, м | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты и глина | Известняки | Угли |
|-----------------------|------------------|-----------|------------|-------------------|------------|------|
| Тарасовская | 94 | 28,1 | — | 60,8 | 11,1 | — |
| Адамовская | 76 | 20 | 20 | 26,0 | 34,0 | — |

В зоне имеется до четырех пластов известняков, из которых маркирующими являются O_1 и O_3 . Известняки детритусовые, детритусово-шламовые, микрзернистые, в отдельных прослоях доломитизированные с *Triticites montiparus* Ehrenb. em Moell., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Quasifusulina longissima* Moell. Верхняя граница зоны проводится в основании известняка O_4 , содержащего фораминиферы, характерные уже для вышележащей зоны. В восточной части южного склона антеклизы (станция Бокачевская) наблюдается уменьшение общей мощности зоны и увеличение роли известняков в разрезе.

В Волгоградском Поволжье зона *Protriticites* и *Triticites montiparus* (C_3^1a) представлена обычно известняками с прослоями доломитов и только на юге, в Тормосинском прогибе, большое значение приобретают глины. Известняки серые, коричневатые-серые, светло-серые, глинистые, местами пористые, обычно слабодоломитизированные. Структура их детритусовая (криноидно-фораминиферового и криноидно-мшанкового состава), биоморфно-детритусовая, мелкокомковатая; вверху и внизу известняки тонкомикрзернистые. Из фузулинид представлены многочисленные виды рода *Obsoletes*: *Ob. plicatissimus* Kir., *Ob. obsoletes* Schellw., *Ob. cf. elongatus* Kir., *Ob. cf. praemontiparus* Kir., а также *Fusulinella usvae* Dutk. и другие формы.

Мощность зоны на Приволжской моноклинали колеблется от 0 до 88—101 м. В Тормосинской скважине, где мощность отложений достигает 170 м, наряду с известняками значительное развитие в разрезе приобретают глины тонкодисперсные, в отдельных прослоях неравномерно алевритистые, известковистые с тонкими прослойками сидерита и многочисленными обуглившимися растительными остатками. Глины переслаиваются с алевролитами, реже песчаниками, кварц-полевошпатового состава с карбонатно-глинистым и глинистым цементом. Окраска пород темно-серая и зеленовато-серая, часто пестрая. Верхняя граница зоны литологически выражена четко и проходит по подошве пачки или слоя глин.

Зона *Triticites arcticus* (C_3^{1b}) представлена переслаивающейся толщей известняков, аргиллитов, алевролитов и редких маломощных прослоев песчаников. Отложения этой зоны развиты только в юго-восточной части Первомайско-Чирской моноклинали.

Литологический состав зоны на Адамовской площади характеризуется следующим соотношением пород: аргиллитов 41,7%, известняков 23,3%, песчаников 18,6%, алевролитов 16,4%. Известняки детритусовые и детритусово-фораминиферовые с *Triticites noinskyi* Raus., *T. arcticus* Schellw., *Quasifusulina longissima* Moell., *Q. eleganta* Schlyk. и с другими формами.

Верхняя граница зоны проходит в основании известняка O_6 , в котором появляются фораминиферы, характерные уже для вышележащей зоны. Мощность отложений зоны изменяется от нуля (пос. Тарасовский) до 100 м на востоке (Адамовская площадь).

В Тормосинском прогибе и особенно в опорной Тормосинской скважине зона *Triticites arcticus* сложена в основном терригенными породами с маломощными (2—5 м) прослоями известняков. Преобладающее значение в разрезе принадлежит глинам тонкодисперсным, неравномерно алевритистым, с желваками сидерита. Окраска их зеленовато-серая, красно-лиловая, желтовато-коричневая и темно-серая. Наряду с этим отмечаются прослой серых и зеленовато-серых алевролитов полимиктового состава, местами известковых, глинистых, слоистых, и тонкие прослойки (1—2 м) мелкозернистых песчаников с карбонатно-глинистым цементом. В детритусовых, детритусово-шламовых и биоморфно-детритусовых известняках имеются фузулиниды *Triticites schwageriniformis* Raus., *T. parvulus* Schellw., *T. paraarcticus* Raus., *T. arcticus* Schellw., *T. lucidus* Raus., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel. В Тормосинском прогибе мощность зоны достигает 179 м.

В Николаевской опорной скважине и некоторых других, расположенных в центральной и южной частях Приволжской моноклинали, зона *Triticites arcticus* (C_3^{1b}) сложена в основном буровато-коричневыми известняками (в отдельных прослоях светло- и темно-серыми) тонко- и мелкозернистой биоморфно-детритусовой структуры криноидно-водорослевого состава. Все они обычно в той или иной степени доломитизированы, местами окремнены, неравномерно мелкопористо-кавернозные. Внизу и в середине разреза отмечаются два-четыре маломощных слоя слабоалевритистых, известковистых глин с отпечатками брахиопод. Из фузулинид характерны *Triticites* cf. *arcticus* var. *giganta* Schlyk., *T.* cf. *rossicus* Schellw., *T. schwageriniformis* Raus., *Rugosofusulina prisca* Ehrenb. em Moell., *R. priscoidea* Sem.

Севернее и западнее пос. Николаевского в нижней половине зоны наблюдается частичное замещение известняков глинами и алевролитами. В разрезах Доно-Медведицкого вала появляются две глинистые пачки, которые именовались ранее как «шляховские» (Семихатова,

1929) и в практике разведочных работ принимались за маркирующие горизонты. На северо-востоке Приволжской моноклинали (г. Жирновск, пос. Иловля и др.) эти пачки сливаются в одну мощность 35—38 м.

Мощность зоны колеблется от 70—75 до 90—95 м (Приволжская моноклинали). Верхняя граница зоны проходит по смене комковатых и водорослевых известняков фузулиновыми с фауной многочисленных даиксин, тритицитов, реже, ругозофузулин.

Зона *Triticites stuckenbergi* (C_3^1c) развита в южной части Первомайско-Чирской моноклинали, примыкающей к Северодонецкому надвигу, представлена серыми и пестроцветными известняками, аргиллитами, алевролитами и редкими маломощными песчаниками. Литологический состав зоны в северной части Скосырской площади характеризуется следующим соотношением пород: аргиллитов 40%, известняков 26%, алевролитов 19% и песчаников 15%. Известняки детритусовые, микрозернистые, детритусово-шламовые с фузулинидами *Triticites stuckenbergi* Raus., *T. rossicus* Schellw., *Quasifusulina longissima* Moell., *Q. tenuissima* Schellw., *Rugosofusulina prisca* Ehrenb. em Moell. Встречаются также брахиоподы, мшанки, остракоды. Среди известняков этой зоны маркирующим является известняк O_6 , выделяющийся среди других большей мощностью (до 17 м). Верхняя граница зоны проводится здесь в основании известняка P_1 по смене комплекса фузулинид. В Тормосинском прогибе в разрезе много доломитов (нижняя часть), переслаивающихся с известняками. Мощность зоны на южном склоне антеклизы составляет 65—75 м (станция Скосырская) и 87 м (хутор Тормосин).

Зона *Triticites stuckenbergi* изучена также по многим скважинам Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкого вала. В Николаевской опорной скважине и в других местах она сложена в основном тонкомелкозернистыми биоморфно-детритусовыми известняками криноидно-водорослевого состава буровато-коричневатой-серой окраски; они обычно доломитизированы, местами окремнены, перекристаллизованы, на некоторых участках мелкопористо-кавернозные. Отмечаются редкие прослои темно-серых, слабоалевритистых, известковистых глин с отпечатками брахиопод и мелкозернистых, глинистых, кавернозных доломитов. В самом низу встречены редкие *Triticites rossicus* Schellw., *T. subobsoletes* Ozawa, *T. morkvaschensis* Ros., вверху — многочисленные ругозофузулины: *Rugosofusulina irregularis* L. n. p., *R. ex gr. praevia* Schlyk.

Мощность отложений зоны на Приволжской моноклинали колеблется от 36 до 55 м. Верхняя граница проводится в основании прослоя глин по смене комплексов фузулинид.

Зона *Triticites jigulensis* (C_3^1d) развита только в южной части Первомайско-Чирской моноклинали. Она сложена теми же породами, что и нижележащая зона. Здесь также преобладают тонкозернистые терригенные породы (аргиллиты и алевролиты), часто с карбонатным цементом, и известняки. Редко встречаются маломощные прослои песчаников.

Литологический состав пород зоны следующий: алевролиты (41%), аргиллиты (34%), известняки (19%) и песчаники (6%). Угольные прослои не встречены. Известняки детритусовые и детритусово-фораминиферовые с *Triticites rossicus* Schellw., *Tr. longus* Ros., *Tr. magutovensis* Ros., *Quasifusulina eleganta* Schlyk., *Daixina baituganensis* Raus., *D. privelegiata* Pant., *Rugosofusulina alpina* Schellw., брахиоподами, водорослями, мшанками. В зоне имеется до девяти

слоев известняков, из которых P_1 , P_2 и P_3 являются маркирующими.

В Тормосинской опорной скважине к зоне C_3^1d условно отнесена толща пород, состоящая из известняков ступково-фораминиферовых с *Triticites cf. longus mucronatus* Ros., *T. ex gr. chiensis* Thompson с прослоями алевритистых известковистых глин темно-серого цвета с пятнами ожелезнения, пестроцветных алевролитов и мелко-среднезернистых песчаников полимиктового состава с карбонатно-глинистым цементом. Значительное место в разрезе принадлежит также массивным микрозернистым доломитам, известковистым, иногда глинистым до перехода в мергель. Окраска их белая. Мощность зоны здесь 98 м.

Зона *Triticites jigulensis* фаунистически довольно полно охарактеризована по скважинам Доно-Медведицкого вала (Авилоская и Неткачевская площади). В опорных Николаевской и Тормосинской скважинах она изучена только выборочно (на отдельных интервалах). Зона представлена здесь переслаивающейся толщей доломитов и известняков с редкими маломощными прослоями глин. Доломиты светло- и темно-серые и коричневато-серые, микро-тонкозернистые, иногда глинистые, кавернозные. Местами они преобладают в разрезе (северовосток Волгоградской области). Известняки микро- и мелкозернистые, в отдельных прослоях биоморфно-детритусовые. К Тормосинскому прогибу становятся полидетритусовыми, фузулиновыми, фузулино-мшанковыми, комковатыми. В Николаевской скважине по всей зоне отмечаются включения ангидрита, гипса и неравномерное окремнение пород. Отмечается также сильная доломитизация всего разреза. В комплексе фузулинид представлены *Triticites baschkiricus* Ros., *Tr. mogutovensis* Ros., *Tr. intermedius* Ros., *Tr. jigulensis* Raus., *Tr. schwagerinoformis beleus* Ros., *Daixina cf. privelegiata* Pant.

Мощность зоны C_3^1d изменяется от 14—26 м в пределах Доно-Медведицкого вала до 58 м на Приволжской моноклинали (пос. Николаевский). К западу и юго-западу от Приволжской моноклинали осадки зоны C_3^1d постепенно срезаются предметозойским размывом. Верхняя граница зоны проводится в кровле органогенно-обломочных белых известняков по появлению комплекса фузулинид зоны C_3^1e .

Оренбургский ярус

Отложения оренбургского яруса имеют ограниченное распространение на рассматриваемой территории. Они представлены зоной *Daixina sokensis* или псевдофузулиновым горизонтом. На большей части Первомайско-Чирской моноклинали, на Хоперской моноклинали, в Тормосинском прогибе они отсутствуют.

Зона *Daixina sokensis* (C_3^2e) распространена в юго-восточной части Первомайско-Чирской моноклинали (станция Скосырская), где представлена толщей переслаивающихся пестроцветных алевролитов (45%), аргиллитов (34,3%), известняков (14%) и песчаников (6,7%).

Известняки детритусовые и фораминиферовые с *Schubertella paramelonica* Sul., *Sch. kingi* var. *exilis* Sul., *Fusiella schubertellinoides* Sul., *Quasifusulina eleganta* Schlyk., *Triticites pseudoarcticus* Raus., *Tr. contractus* Schellw., *Tr. jigulensis* Raus., *Daixina sokensis* Raus., *D. ruzhencevi* Ros., *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. bona* Ros., *Rugosofusulina praevia* var. *egregia* Schlyk. и рядом других фузулинид. Имеются также брахиоподы, криноидеи, остракоды, мшанки. В зоне отмечается до девяти пластов известняков, из которых маркирующими являются P_4 , P_5 и P_7 . Мощность зоны 89 м.

Верхняя граница данной зоны одновременно является границей карбона и перми. Как указывалось выше, она проводится в подошве известняка Q₁, в котором наряду с фузулинидами, характерными для верхнего карбона, встречены формы из рода *Schwagerina*, характерные уже для ассельского яруса нижней перми.

На восточном склоне Воронежской антеклизы отложения псевдофузулинового горизонта установлены только на территории Приволжской моноклинали. Во всех других местах Волгоградского Поволжья вследствие регионального предпермского и предмезозойского размыва они отсутствуют. Типичным для псевдофузулинового горизонта является разрез Николаевской опорной скважины. Представлен он в основном тонко- и мелкозернистыми доломитами неравномерно глинистыми, пористыми. В низу разреза они серые и коричневато-серые, вверху зеленовато-серые с редкими маломощными (0,08—0,35 м) прослойками голубовато-белого ангидрита. В верхней части встречаются прослои фузулиновых полидетритусовых известняков, часто доломитизированных с богатым комплексом фузулинид, в котором отмечаются характерные для оренбургского яруса формы: *Rugosofusulina* cf. *stabilis* var. *longa* R a u s., *Pseudofusulina anderssoni* S c h e l l w.

Подобное же строение псевдофузулинового горизонта установлено и на северо-востоке Волгоградского Поволжья по Неткачевской скв. 2100. В органогенно-обломочных, микросгустковых, водорослевых известняках в комплексе фузулинид здесь определены мелкие даиксины и тритициты, характерные для оренбургского яруса. Мощность отложений колеблется от 23 до 47 м (пос. Николаевский). Верхняя граница резкая и является одновременно границей между двумя системами — каменноугольной и пермской. В Николаевской опорной скважине литологически она проводится в подошве известняковой брекчии с переотложенной карбоновой фауной фузулинид.

Восточная часть складчатого Донбасса

Восточным Донбассом условно именуется территория, в которую входит восточная обнаженная часть бассейна и площадь развития каменноугольных отложений, скрытых под чехлом более молодых осадочных образований. Он расположен в центральной части Ростовской области.

Границами его служат: на западе — Ровенецкое поперечное поднятие (примерно, приуроченное к границе РСФСР и УССР), на севере — Северодонецкий (Глубокинский) надвиг, на востоке — Восточно-Сальский разлом, проходящий несколько восточнее железной дороги Сальск—Котельниково, и на юге Тузлов—Маныч.

Отложения каменноугольной системы, широко развитые на площади Восточного Донбасса, представлены всеми тремя отделами. В центральной части рассматриваемой территории средний и верхний карбон выходят на дневную поверхность. По периферии толща карбона покрыта чехлом более молодых по возрасту осадочных образований мощностью от нескольких до сотен метров. Полная мощность каменноугольных отложений в Восточном Донбассе колеблется от 7500 м (г. Каменск-Шахтинский) до 12 тыс. м (г. Шахты, пос. Семикаракорский).

Стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений на территории Восточного Донбасса произведено в основном по микрофауне (фораминиферам), в меньшей степени изучена флора, слабо изучена макрофауна (брахиоподы, пелециподы, кораллы и др.). Поэтому для характеристики отдельных свит приведены списки фораминифер.

Нижний карбон

Отложения нижнего карбона развиты на всей площади Восточного Донбасса, однако изучены они очень слабо, так как залегают на большой глубине под осадками среднего карбона и более молодых образований. Только вдоль южной окраины Восточного Донбасса, примыкающей к Ростовскому выступу докембрийских пород, отложения некоторых свит и зон нижнего карбона выходят на дневную поверхность, где они представлены такими же осадками и в тех же фациях, как и в Западном Донбассе. Это позволяет предполагать примерно одинаковые условия нижнекаменноугольного осадконакопления на всей площади открытого Донбасса. Здесь же отдельные интервалы разреза нижнекаменноугольной толщи вскрыты редкими скважинами.

Нижний отдел карбона представлен в Восточном Донбассе всеми тремя ярусами: турнейским, визейским и намюрским. Некоторые свиты и зоны нижнего карбона в Восточном Донбассе не обнажаются и не вскрыты бурением. Краткое стратиграфическое описание их будет дано по аналогии с одновозрастными отложениями, развитыми западнее. Мощность нижнего карбона на рассматриваемой площади предположительно 4000 м.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса развиты, вероятно, на всей площади Восточного Донбасса, но местами разрез его неполон вследствие выпадения нижних горизонтов. Так, на площади Северной зоны мелкой складчатости отложения зоны C_1^ta отсутствуют (это установлено по скважине Р-1, пройденной в районе пос. Тарасовского). Мощность турнейского яруса изменяется от 100 м на юге (пос. Матвеев Курган) и севере (г. Каменск-Шахтинский) до 200 м в районе Главной антиклинали. Данный ярус подразделяется на четыре зоны: C_1^ta , C_1^tb , C_1^tc и C_1^td . Зоны C_1^ta и C_1^tb на площади Восточного Донбасса не вскрыты, однако есть основание считать, что эта часть разреза развита вдоль всего южного борта и в центральной части Восточного Донбасса и представлена, как и в Западном Донбассе, в карбонатных фациях. Мощность отложений этих двух зон предположительно 50—80 м.

Зона C_1^tc в своей верхней части вскрыта скв. 3783 в северном борту Ростовского выступа и представлена здесь темно-серыми детритусовыми известняками, в которых обнаружены фораминиферы *Earlandia minima* Bir., *Taurnayella discoidea* Dain, *Glomospirella irregularis* Moell., *Chernyshinella* cf. *glomiformis* Lip., *Spiroplectamina tchernyshinensis* Lip. Отложения данной зоны образовались в условиях открытого мелкого моря и, вероятно, имеют развитие на всей площади Восточного Донбасса. Предположительная мощность зоны 30—40 м.

Зона C_1^td вскрыта на южной окраине бассейна в той же скважине. Она представлена темно-серыми детритусовыми и детритусово-шламовыми известняками с *Carbonella spectabilis* var. *crassa* Lip., *Septobrunsiina crainica* Lip., *Plectogyra recta* Lip., *Pl. costifera* Lip., *Pl. tenuiseptata* Lip., *Pl. spinosa* N. Tchern. и др. Отложения зоны распространены, вероятно, на всей рассматриваемой площади и имеют мощность 18 м на юге (пос. Матвеев Курган) и предположительно 40 м в центральной части бассейна.

Визейский ярус

Отложения визейского яруса развиты на всей территории Восточного Донбасса. Как и в Западном Донбассе, указанный ярус представлен здесь двумя литологически различными толщами. Нижняя

часть разреза (зоны C_1^{va} — C_1^{vf}) сложена известняками, а верхняя (зоны C_1^{vg} — $C_1^{va_1}$) переслаивающимися песчаниками, глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями и пластами известняков и углей.

Визейский ярус включает в себя верхнюю часть свиты C_1^1 (А), свиту C_1^2 (В) и нижнюю часть свиты C_1^3 (С) (до подошвы известняка C_3). В разрезе этого яруса выделяется девять зон: C_1^{va} , C_1^{vb} , C_1^{vc} , C_1^{vd} , C_1^{ve} , C_1^{vf} , C_1^{vg} , C_1^{vh} , C_1^a , которые характеризуются определенными литологическим составом и комплексами фауны. На территории Восточного Донбасса отложения визейского яруса (зоны C_1^{va} — C_1^{ve}) известны только на площади II Южной синклинали, где были вскрыты скв. 3783 (пос. Матвеев Курган).

Зона C_1^{va} развита, видимо, на всей рассматриваемой территории, но вскрыта скв. 3783 и изучена только на южной окраине бассейна, в Миусском районе. Она представлена здесь серыми тонкозернистыми детритусовыми известняками с *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Lituotubella* sp., *Quasiendothya solida* Vdov., *Plectogyra prisca* Raus. et Reitl., *Pl. spinosa* N. Tchern., *Pl. recta* Lip., *Pl. similis* Raus. et Reitl., и рядом других, а также брахиоподами, криноидеями, остракодами. Мощность зоны на юге бассейна составляет всего 4 м.

Зона C_1^{vb} сложена серыми водорослевыми известняками с тонкозернистым карбонатным цементом. Органические остатки в известняках представлены трубчатыми водорослями, брахиоподами, остракодами и редкими фораминиферами *Lituotubella tenuissima* Vdov., *Plectogyra ischimica* var. *grandis* Dain, *Endothyranopsis compressus* Raus. et Reitl., *Eoparastaffella* sp. Мощность отложений в скв. 3783 составляет 8 м.

Зона C_1^{vc} представлена серыми водорослево-фораминиферовыми перекристаллизованными известняками с прослоями доломитизированных известняков. В известняках встречаются корродированные и окатанные обломки брахиопод, криноидей. Среди фораминифер выделены *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Brunsia pulchra* Mikh., *Brunsiella spirillinoides* Grosd. et Leb., *Quasiendothya calmiusi* Vdov., *Dainella chomatica* Dain, *Plectogyra staffelliformis* N. Tchern., *Pl. omphalota* Raus. et Reitl., *Globoendothya* cf. *globulus* Eichw., *Eoparastaffella ovatus* Vdov., *Tetrataxis eominima* Raus. и ряд других форм. Встречаются трубчатые водоросли и остракоды. Мощность зоны в скв. 3783 составляет 28 м.

Зона C_1^{vd} сложена крупнодетритусовыми и водорослевыми известняками, часто перекристаллизованными. Органические остатки в них представлены трубчатыми водорослями, брахиоподами, криноидеями, остракодами и фораминиферами. Среди последних помимо ранее встречавшихся в нижележащих зонах визе выявлены *Lituotubella* cf. *glomospiroides* Raus., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* Brady, *Mediocris mediocris* Viss., *M. mediocris* var. *ovalis* Viss. Мощность зоны в скв. 3783 составляет 48 м.

Зона C_1^{ve} изучена только в своей нижней части (мощностью 12 м) в скв. 3783, где она представлена серыми до темно-серых глинистыми известняками. Здесь наблюдается переслаивание детритусовых известняков со спонголитовыми тонкослоистыми разностями. Органические остатки в известняках представлены крупными спикулами губок, брахиоподами, мшанками, криноидеями, остракодами и редкими фораминиферами: *Earlandia elegans* Raus. et Reitl., *Plectogyra omphalota* Raus. et Reitl., *Tetrataxis eominima* Raus., *Valvuli-*

nella sp., *Archaediscus karreri* Brady, *Ar. moelleri* Raus., *Planorchaediscus krestovnikovi* Raus., *Pseudoendothyra struvei* Moell.

Вышележащие отложения визейского и намюрского ярусов на площади Восточного Донбасса не изучены, так как нигде: ни на поверхности, ни скважинами — не вскрыты. Исходя из имеющихся данных по Западному Донбассу, а также из общей геологической истории и палеогеографии бассейна, можно предположить, что они имеются в его восточной части, причем зона C_1^{Vf} также представлена, вероятно, карбонатными породами — известняками.

В начале зоны C_1^{Vg} в западной части открытого Донбасса происходит резкая смена физико-географических условий и фациального состава осадков. Длительный период спокойного морского режима с накоплением относительно маломощных толщ карбонатных осадков (известняки, кремнистые мергели, доломиты) в начале зоны C_1^{Vg} сменился иными условиями. Вместо известняков и других карбонатных пород здесь стали отлагаться очень мощные терригенные толщи переслаивающихся песчаников и сланцев. Впервые местами происходит торфонакопление с образованием в последующем прослоев углей, т. е. начинается периодическая смена морских отложений прибрежно-морскими и континентальными, столь характерная для всех вышележащих толщ карбона Донбасса. С этого времени накопление осадков происходит в новых специфических геосинклинальных условиях, резко отличных от ранее существовавших, по существу платформенных.

Есть основания считать, что аналогичная смена физико-географических условий и осадков произошла и на площади Восточного Донбасса. По-видимому, и здесь карбонатные толщи сменились в это время терригенными с подчиненными им прослоями известняков и углей. Накопление мощной терригенной толщи, представленной ритмически переслаивающимися песчаниками, алевритовыми и глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков и углей, продолжалось затем в течение всего визейского и намюрского веков, а также всей последующей части каменноугольного периода. Общая мощность отложений визейского и намюрского ярусов в Восточном Донбассе по предположительным подсчетам составляет 1800—3500 м.

Средний карбон

Отложения среднего карбона распространены на всей площади Восточного Донбасса. На большей части территории осадки среднего отдела выступают на дневную поверхность, а на севере и востоке бассейна они покрыты осадками верхнего отдела и более молодыми мезо-кайнозойскими образованиями.

Нижняя граница отдела проводится в Донбассе по подошве известняка E_8 , в котором встречен среди комплекса фораминифер род *Pseudostaffella*, характерный для среднекаменноугольных отложений. Верхняя граница среднего карбона условно проводится в подошве известняка N_2 . С известняков N_2 и N_3 среди фузулинид появляются представители родов *Protriticites* и *Obsoletes*, характерных уже для верхнего карбона. Таким образом, средний карбон в указанных выше границах охватывает: верхнюю часть свиты C_1^5 (E) от подошвы известняка E_8 , свиты C_2^1 (F), C_2^2 (G), C_2^3 (H), C_2^4 (I), C_2^5 (K), C_2^6 (L), C_2^7 (M) и нижнюю часть свиты C_3^1 (N) до подошвы известняка N_2 .

Средний карбон представлен мощной толщей циклически переслаивающихся песчаников, алевритовых и глинистых сланцев с подчиненными им прослоями известняков и углей. Общая мощность среднего карбона в Восточном Донбассе изменяется от 4000 м на севере (г. Ка-

менск) до 7300 м на юге (г. Шахты). Наибольшая мощность предполагается в осевой части бассейна в междуречье Дона и Сала, где она должна достигать примерно 8000 м. На южной окраине бассейна (пос. Матвеев Курган) сохранилась от размыва только нижняя часть разреза среднего карбона (интервал от известняка E_8 до известняка H_1) общей мощностью 1800 м.

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса распространены на всей рассматриваемой территории. Как было уже указано, нижняя граница яруса проводится по известняку E_8 , верхняя — по известняку K_3 . Таким образом, ярус охватывает верхнюю часть свиты C_1^5 (E), свиты C_2^1 (F), C_2^2 (G), C_2^3 (H), C_2^4 (I) и нижнюю часть свиты C_2^5 (K) до известняка K_3 . В последнем известняке появляется фауна, характерная для московского яруса (рис. 21).

Башкирский ярус представлен толщей ритмически переслаивающихся песчаников, алевроитовых и глинистых сланцев с редкими мало-мощными прослоями и пластами известняков и углей. Общая мощность отложений яруса колеблется в пределах от 2400 м в Северо-Каменской синклинали до 4000 м в Шахтинско-Несветаевской синклинали.

Свита C_1^5 (E) в интервале от известняка E_8 до F_1 развита на всей рассматриваемой территории, однако изучены ее отложения только вдоль южной окраины Донбасса (в Миусском угленосном районе), где они обнажаются на дневной поверхности вдоль рек Тузлова, Крепкой, Миуса и Крынки, а также вскрыты редкими скважинами. Это глинистые и алевроитовые сланцы (74,8%), реже песчаники и мало-мощные редкие известняки. Встречаются тонкие прослойки углистых сланцев и углей.

Известняки темно-серые водорослевые, детритусовые. В них встречены фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. varvariensis* Brazhn. et Pot., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theodor., а также брахиоподы, криноидеи и водоросли *Donezella*. Мощность отложений этой части свиты составляет здесь 500 м.

Свита C_2^1 (F) — мандрыкинская — также распространена на всей площади Восточного Донбасса и изучена по обнажениям и буровым скважинам во II Южной и Шахтинско-Несветаевской синклиналях.

Литологически свита представлена мощной толщей переслаивающихся песчаников, алевроитовых и глинистых сланцев с редкими мало-мощными пластами известняков и прослоями углей. Литологический состав и мощность свиты по отдельным тектоническим структурам приведены в табл. 16.

Таблица 16

Литологический состав свиты C_2^1 (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Алевроитовые сланцы | Глинистые сланцы | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|---------------------|------------------|------------|------|
| II Южная синклиналь . . . | 470 | 44,4 | 29,6 | 24,4 | 1,0 | 0,6 |
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь (южное крыло) | 450 | 28 | 42,3 | 28,8 | 0,8 | 0,1 |

В свите известно шесть-семь слоев известняков мощностью от 0,1 до 1,8 м и от четырех до десяти угольных прослоев. Основными маркирующими горизонтами являются известняки F_1 , F_2 и F_2^1 . Из углей только один пласт f_0^3 достигает мощности 0,5 м (пос. Матвеев Курган).

Известняки описываемой свиты серые и темно-серые, водорослевые, гидрактиниодные, детритусовые и микрозернистые. В них встре-

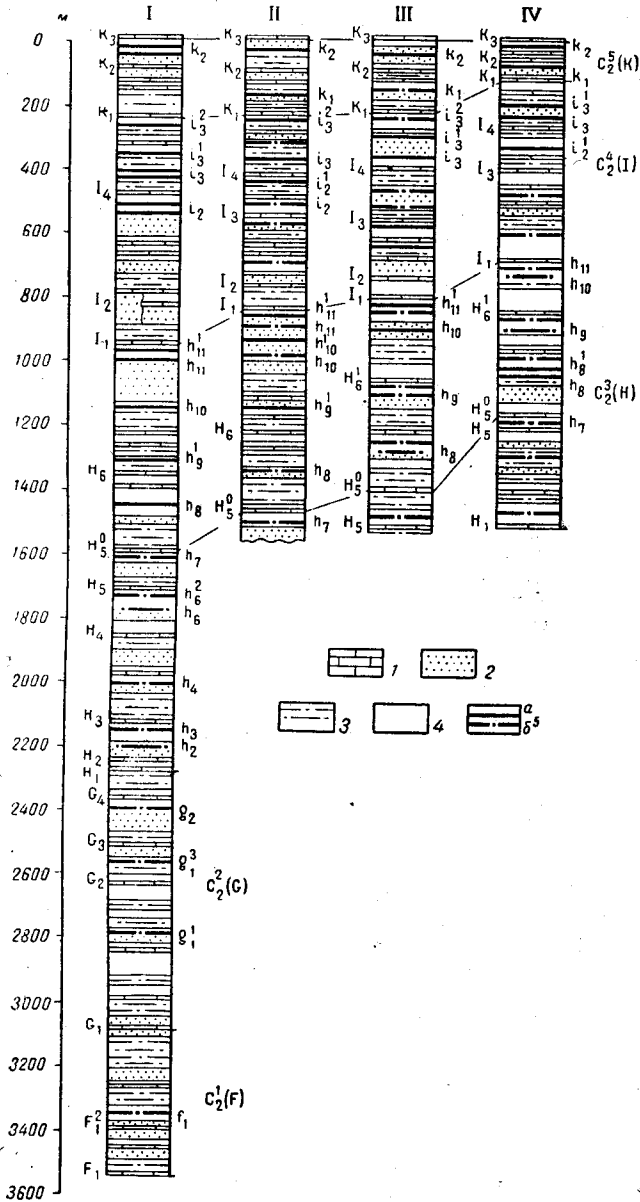


Рис. 21. Сопоставление сводных разрезов башкирского яруса Восточного Донбасса (составил Н. А. Редичкин)
 I — Шахтинско-Несветаевская синклиналь; II — Сулино-Садкинская синклиналь; III — Северная антиклиналь (западная часть); IV — Каменская антиклиналь
 1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — сланцы алевроитовые; 4 — сланцы глинистые; 5 — угольные пласты рабочей (а) и нерабочей (б) мощности

чены фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps. composita* Grosd. et Leb., *Ps. praegorskyi* Raus., *Ozawainella umbonata* Brazhn. et Pot. и другие, а также гидрактинии, донецеллы, криноидеи, брахиоподы и пелециподы.

Свита C_2^2 (G) — нагольчанская — вскрыта буровыми скважинами на площади II Южной антиклинали, Шахтинско-Несветаевской и Северо-Каменной синклиналей. Отложения данной свиты представлены толщей переслаивающихся терригенных пород — песчаников, алевроитовых и глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями известняков и углей. В восточной части Шахтинско-Несветаевского района свита C_2^2 сложена алевроитовыми и глинистыми сланцами без известняков и углей. Литологический состав и мощность свиты по отдельным тектоническим структурам указаны в табл. 17.

Таблица 17

Литологический состав свиты C_2^2 (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Алевролитовые сланцы | Глинистые сланцы | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|----------------------|------------------|------------|------|
| Северо-Каменная синклиналь | 600 | 13,0 | 33,7 | 50,0 | 3,3 | — |
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь (южное крыло) | 810 | 19,7 | 49,6 | 30,4 | 0,1 | 0,2 |
| II Южная антиклиналь | 820 | 31,9 | 39,8 | 27,4 | 0,5 | 0,4 |

В свите содержатся обычно до восьми слоев известняков мощностью 0,1—0,85 м и до 19 угольных прослоев, из которых ни один не достигает рабочей мощности. Известняки глинистые, детритусово-шламовые и микрозернистые, местами полностью выпадают из разреза. В них встречены редкие фораминиферы *Profusulinella* sp., *Ozawainella alchewskiensis* Pot., *Pseudostaffella* sp., *Archaeodiscus donetzianus* Sosn., а также брахиоподы и остракоды. Общая мощность свиты C_2^2 достоверно установлена только на южной и северной окраинах Восточного Донбасса и равна соответственно 820 и 600 м. В центральной части рассматриваемой территории по закону пропорциональности изменения мощностей всех свит она, по-видимому, не превышает 700—750 м.

Свита C_2^3 (H) — смоляниновская — вскрыта скважинами на всей площади Восточного Донбасса и представлена толщей переслаивающихся терригенных пород — песчаников, алевроитовых и глинистых сланцев, с редкими прослоями известняков и углей. Породы в основном темно-серого цвета, очень плотные. Для свиты характерны мощные, но редкие толщи песчаников, а также наличие довольно мощных морских глинистых сланцев. Литологический состав и мощность свиты по отдельным тектоническим структурам приведены в табл. 18.

В свите имеется до девяти слоев известняков, из которых маркирующими являются H_2 , H_4 , H_6^0 и H_6^1 , и до 49 угольных прослоев, среди которых рабочими наиболее выдержанными пластами являются h_8 , h_{10} и h_{11}^1 .

Известняки темно-серые, в нижней части свиты глинистые, шламовые, в верхней части детритусовые, водорослевые. Они содержат фораминиферы *Profusulinella rhomboides* Lee et Chen, *Ozawainella pararhomboidalis* Manuk., *Pseudostaffella subquadrata* Grosd. et Leb., *Eostaffella acuta* Grosd. et Leb., *Archaeodiscus brazhnikovae*

Литологический состав свиты C_2^3 (в %)

Таблица 18

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Сланцы алевритовые | Сланцы глинистые | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|--------------------|------------------|------------|------|
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь | 1330 | 33 | 42,8 | 23,4 | 0,20 | 0,6 |
| Задонская синклиналь (известняки $H_6^1 - I_1$) | 360 | 37,8 | 34,8 | 27,3 | 0,01 | 0,1 |
| Сулино-Садкинская синклиналь (известняки $H_5^0 - I_1$) | 740 | 15,6 | 39,7 | 44,0 | 0,1 | 0,6 |
| Западная часть Северной антиклинали ($H_6^2 - I_1$) | 730 | 33,7 | 38,3 | 27,3 | 0,1 | 0,6 |
| Каменская антиклиналь | 830 | 23,2 | 41,2 | 34,0 | 1,2 | 0,4 |
| Горняцкая синклиналь | 730 | 24,8 | 43,2 | 32,2 | 0,5 | 0,3 |

Киг., донецеллы, а также брахиоподы, криноидеи и остракоды. Полная мощность свиты C_2^3 вскрыта только на северной и южной окраинах бассейна, где она равна 730 м (г. Белая Калитва), 830 м (г. Каменск-Шахтинский) и 1330 м (г. Шахты).

Свита C_2^4 (I) — белокалитвенская — распространена на всей площади Восточного Донбасса. В пределах Главной, Северной и Каменской антиклиналей, а также Горняцкой синклинали отдельные части свиты обнажаются на поверхности; в основном же она изучена по буровым скважинам и горным выработкам.

Свита представлена ритмически переслаивающейся толщей терригенных пород — песчаниками, глинистыми и алевритовыми сланцами с подчиненными им маломощными пластами и прослоями известняков и углей. Как и в свите C_2^3 , породы очень плотные. Для описываемой свиты характерны мощные (20—60 м) пачки песчаников. Литологический состав и мощность свиты по отдельным тектоническим структурам приведены в табл. 19.

Литологический состав свиты C_2^4 (в %)

Таблица 19

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Сланцы алевритовые | Сланцы глинистые | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|--------------------|------------------|------------|------|
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь | 710 | 37,2 | 44,7 | 16,8 | 0,5 | 0,8 |
| Задонская синклиналь | 700 | 22,6 | 21,1 | 54,9 | 0,7 | 0,7 |
| Сулино-Садкинская синклиналь (западная часть) | 610 | 21,6 | 39,2 | 37,2 | 1,3 | 0,7 |
| Северная антиклиналь (западная часть) | 580 | 25,6 | 40,5 | 32,8 | 0,4 | 0,7 |
| Восточная часть Северной антиклинали ($I_2 - K_1$) | 375 | 35,8 | 38,3 | 23,7 | 0,5 | 1,7 |
| Волченская синклиналь | 560 | 29,5 | 43,7 | 29,5 | 0,7 | 1,1 |
| Петровско-Караичевская синклиналь | 335 | 44,5 | 30,4 | 21,0 | 3,0 | 1,1 |
| Горняцкая синклиналь | 510 | 22,0 | 34,8 | 41,0 | 1,3 | 0,9 |
| Быстрианская синклиналь | 480 | 27,1 | 32,6 | 38,6 | 1,2 | 0,5 |

В свите содержится от 5 до 12 слоев известняка, из которых маркирующими являются I_1 , I_2 , I_2^2 , I_3 , I_4 , и от 9 до 22 прослоев и пластов угля. Известняки темно-серые, детритусовые, водорослевые, часто

тонкозернистые, глинистые, содержат остатки фораминифер: *Ozawainella pararhomboidalis* M a n u k., *Profusulinella rhombiformis* B r a z h n. et P o t., *Eofusulina* ex gr. *triangula* R a u s. et B e l. Количество рабочих пластов угля в отдельных районах колеблется от 2 до 9. Основными рабочими пластами являются i_2 , i_2^1 , i_3 , i_3^1 , i_3^2 . Свита C_2^4 весьма угленасыщенная по сравнению с другими свитами среднего карбона Восточного Донбасса. Мощность свиты C_2^4 колеблется от 335—510 м (города Каменск-Шахтинский, Белая Калитва) до 700 м (г. Шахты).

Нижняя часть свиты C_2^5 , относящаяся к башкирскому ярусу, для удобства изложения описывается в составе всей свиты ниже.

Московский ярус

Отложения московского яруса развиты на всей площади Восточного Донбасса и представлены ритмически переслаивающейся толщей песчаников, глинистых и алевритовых сланцев с незначительными по мощности и довольно редкими в разрезе прослоями и пластами известняков и углей. Нижнюю границы московского яруса, согласно унифицированной стратиграфической схеме 1965 г., проводят по подошве известняка K_3 свиты C_2^5 (К). Верхняя граница проходит по подошве известняка N_2 свиты C_3^1 (N), в котором наряду со среднекаменноугольным комплексом фауны появляются и формы, характерные уже для верхнего карбона, это — фораминиферы родов *Protriticites*, *Quasifusulinoides*, *Obsoletes* и ряд брахиопод.

Московский ярус включает свиты C_2^5 (К) от подошвы известняка K_3 , C_2^6 (L), C_2^7 (M) и нижнюю половину свиты C_3^1 (N) до подошвы известняка N_2 (рис. 22). Общая мощность отложений московского яруса изменяется от 1300 м (г. Каменск-Шахтинский), 3100 м (г. Шахты) и до 3730 м (пос. Семикаракорский). Отложения московского яруса образовались в результате циклической смены мелководного моря прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными условиями.

Хотя нижняя часть свиты C_2^5 до подошвы известняка K_3 стратиграфически принадлежит к башкирскому ярусу, описание ее для удобства изложения материала приводится здесь.

Свита C_2^5 (К) — каменская я — является наиболее угленосной из всех свит московского яруса. Распространена и обнажена она на рассматриваемой территории почти повсеместно. Отсутствует только в осевых частях некоторых антиклиналей вследствие размывов в послекарбоновое время. Разрез свиты характеризуется большой литологической изменчивостью. Здесь широко развиты как крупнозернистые песчаники и пласты углей, так и довольно мощные известняки с обильной морской фауной. Терригенные отложения представлены песчаниками, глинистыми и алевритовыми сланцами, с подчиненными прослоями и пластами известняков и углей. Песчаники аркозовые и полимиктовые. Некоторые из них являются маркирующими горизонтами — например: «табачковый» K_1SK_2 , «лисий» K_3SK_4 и др. Литологический состав и мощность свиты по отдельным структурам приведены в табл. 20.

В свите имеется от 16 до 25 слоев известняков, из которых маркирующими являются K_1 , K_3 , K_4 , K_5 , K_7 , K_8 и K_9 . В северо-восточном направлении (пос. Тацинский) увеличиваются мощность и количество некоторых известняков. Угольных пластов и прослоев в свите от 10 до 47, из которых рабочей мощности достигают только пласты k_1 , k_2 , k_2^1 , k_5 , k_5^1 , k_5^2 , k_6 . Известняки темно-серые и серые, донецелловые, детритусовые, детритусово-фораминиферовые, содержат разнообразную морскую фауну, в том числе фораминифер *Pseudostaffella pseudoquad-*

rata Manuk., *Ps. subquadrata* Grosd. et Leb., *Ozawainella pararhomboidalis* Manuk., *Profusulinella rhombiformis* var. *nibelensis* Raus., *Aljutovella citronoides* Manuk., *Al. aljutovica* Raus., *Eofusu-*

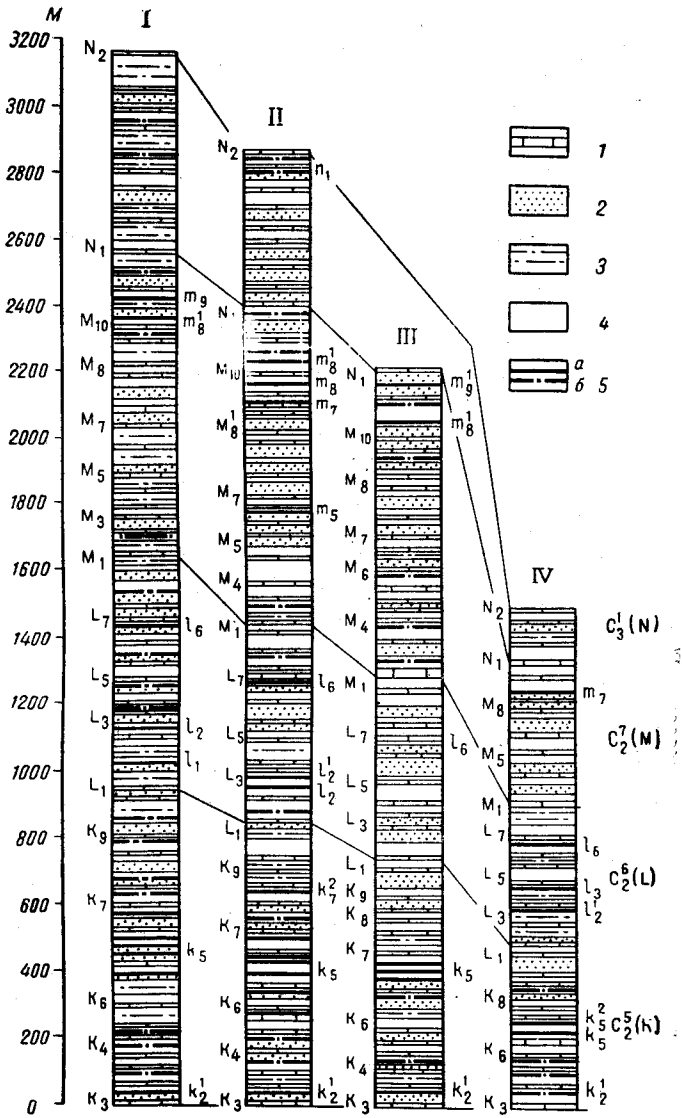


Рис. 22. Сопоставление сводных разрезов московского яруса Восточного Донбасса (составил Н. А. Редикин)
 I — Шахтинско-Несветаевская синклиналь; II — Сулино-Садкинская синклиналь, южное крыло; III — то же, северное крыло;
 IV — Северо-Каменская синклиналь
 Условные знаки см. к рис. 21

lina triangula Raus. et Bel., *E. triangula* var. *rasdorica* Putrja. Встречаются брахиоподы, криноидеи, мшанки, донецеллы.

Мощность свиты колеблется от 295—580 м на севере (г. Каменск-Шахтинский) до 1180—1360 м на юге (на площади Шахтинско-Несветаевской и Задонской синклиналей).

Таблица 20

Литологический состав свиты C_2^5 (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Сланцы алевроитовые | Сланцы глинистые | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|---------------------|------------------|------------|------|
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь | 1180 | 34,0 | 42,2 | 22,1 | 0,9 | 0,8 |
| Задонская синклиналь | 1360 | 31,5 | 24,6 | 41,9 | 1,3 | 0,7 |
| Сулино-Садкинская синклиналь (южное крыло) | 1130 | 37,5 | 36,2 | 23,8 | 1,9 | 0,6 |
| То же (северное крыло) | 975 | 25,3 | 45,0 | 25,4 | 2,6 | 1,6 |
| Краснодонецкая синклиналь | 800 | 22,1 | 27,4 | 43,0 | 6,2 | 1,3 |
| Говейная синклиналь | 580 | 39,9 | 45,6 | 19,0 | 2,0 | 1,4 |
| Петровско-Караичевская синклиналь | 295 | 20,4 | 49,3 | 20,0 | 9,2 | 1,1 |
| Горняцкая синклиналь | 670 | 26,0 | 37,5 | 29,1 | 6,3 | 1,1 |
| Быстрянская синклиналь | 700 | 37,1 | 31,8 | 21,1 | 9,7 | 0,3 |
| Цимлянская синклиналь (западная часть) | 810 | 28,9 | 16,8 | 49,7 | 3,9 | 0,7 |

Свита C_2^6 (L) — алмазная — распространена на большей части территории Восточного Донбасса. На площади Главной, Северной, Ольховской и Трофимовской антиклиналей отдельные части свиты в виде естественных обнажений выходят на дневную поверхность, на остальной территории она закрыта более молодыми отложениями различной мощности и вскрыта только буровыми скважинами и горными выработками.

Отложения свиты выделяются особенно четко выраженной циклическостью и резкой сменой фаций в разрезе, который в целом литологически очень устойчив и легко коррелируется на всей рассматриваемой площади. Литологический состав и мощность свиты по отдельным структурам приведены в табл. 21.

Для свиты C_2^6 характерно уменьшение угленосности и относительного содержания песчаников при одновременном увеличении количества и мощности известняков в северо-восточном направлении. В свите

Таблица 21

Литологический состав свиты C_2^6 (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Сланцы алевроитовые | Сланцы глинистые | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|---------------------|------------------|------------|------|
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь | 700 | 23,8 | 41,8 | 32,0 | 1,9 | 0,5 |
| Задонская синклиналь | 780 | 24,8 | 22,6 | 50,7 | 1,2 | 0,6 |
| Сулино-Садкинская синклиналь (южное крыло) | 595 | 31,6 | 34,2 | 28,8 | 4,7 | 0,7 |
| То же (северное крыло) | 550 | 35,8 | 32,7 | 26,4 | 3,5 | 1,6 |
| Краснодонецкая синклиналь | 560 | 26,9 | 19,5 | 41,2 | 11,8 | 0,6 |
| Говейная синклиналь | 425 | 23,5 | 60,7 | 11,8 | 2,8 | 1,2 |
| Петровско-Караичевская синклиналь | 260 | 39,0 | 32,2 | 20,5 | 7,3 | 1,0 |
| Белокалитвенская синклиналь (северное крыло) | 400 | 16,8 | 52,0 | 24,0 | 6,3 | 0,9 |
| Исаевская антиклиналь | 400 | 25,7 | 31,5 | 31,0 | 11,6 | 0,2 |
| Цимлянская синклиналь (западная часть) | 560 | 32,3 | 24,9 | 37,9 | 4,6 | 0,3 |

имеется от 9 до 18 слоев известняков с мощностью каждого от 0,1 до 12 м. Маркирующими горизонтами являются L_2 , сближенные L_3 и L_4 , L_5 и L_7 . Угольных прослоев и пластов в свите от 12 до 24, рабочей мощности (0,6 м и более) достигают только два пласта (l_2^1 и l_6), известные в Сулинском и Гуково-Зверевском угленосных районах.

Известняки темно-серые и серые, детритусовые, детритусово-шламовые и детритусово-фораминиферовые с *Schubertella acuta* Raus., *Sch. lata* Lee et Chen, *Pseudostaffella topilini* Putrja, *Ozawainella paratingi* Manuk., *Profusulinella pseudolibrovichi* Sai., *Fusulinella schubertellinoides* Putrja, *F. subpulchra* Putrja, *Eofusulina paratriangula* Putrja и др. В известняке L_7 наряду с каширскими фораминиферами появляются и такие, как *Fusiella praecursor* Raus., *Ozawainella stellae* Manuk., *Fusulina pseudoelegans* Chern., *F. bona* Chern. et Raus., *Putrella brazhnikovae* Putrja, характерные уже для подольского горизонта. Мощность свиты изменяется от 400 м (пос. Тацинский) до 780 м (пос. Семикаракорский). Ее осадки отлагались в мелководно-морских, прибрежно-морских и прибрежно-аллювиальных условиях.

Свита C_2^7 (М) — лисичанская — распространена на сравнительно меньшей площади, чем свита C_2^6 , и известна только в синклинальных складках. Представлена она толщей ритмически переслаивающихся глинистых и алевроитовых сланцев, песчаников, с редкими пластами и прослоями известняков и углей. Свита характеризуется значительно возросшей ролью известняков по сравнению со свитой C_2^6 , особенно в северо-восточной части рассматриваемой территории. Литологический состав и мощность свиты по отдельным тектоническим структурам представлена в табл. 22.

Таблица 22

Литологический состав свиты C_2^7 (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Сланцы алевроитовые | Сланцы глинистые | Известняки | Угли |
|--|-------------------|-----------|---------------------|------------------|------------|------|
| Шахтинско-Несветаевская синклиналь | 920 | 25,6 | 37,6 | 34,8 | 1,3 | 0,7 |
| Задонская синклиналь | 1050 | 31,8 | 26,4 | 39,3 | 1,6 | 0,9 |
| Сулино-Садкинская синклиналь (южное крыло) | 965 | 41,8 | 29,4 | 22,5 | 5,7 | 0,6 |
| Там же (северное крыло) | 925 | 44,1 | 27,4 | 20,8 | 7,2 | 0,5 |
| Краснодонская синклиналь | 1000 | 25,2 | 33,6 | 35,0 | 5,5 | 0,7 |
| Северо-Каменская синклиналь | 430 | 21,0 | 45,1 | 15,5 | 17,7 | 0,6 |
| Белокалитвенская синклиналь | 690 | 15,4 | 34,0 | 34,0 | 16,0 | 0,6 |
| Жирновская синклиналь (западная часть) | 680 | 23,8 | 31,2 | 27,8 | 17,2 | 0,2 |
| Цимлянская синклиналь | 840 | 11,1 | 21,3 | 41,2 | 26,4 | 0,01 |

В свите содержится от 18 до 22 слоев известняков, некоторые из них достигают мощности 20—35 м. Маркирующими являются M_1 , M_3 , M_5 , сближенные пласты M_7 и M_7^1 , M_8 , M_9 , M_{10} . Угольных пластов и прослоев имеется до 43, пластов же с рабочей мощностью (более 0,6 м) всего три — m_8^1 , m_9 и m_9^1 .

Известняки темно-серые на юге (г. Шахты и пос. Семикаракорский) и серые до светло-серых на северо-востоке (г. Белая Калитва и

пос. Тацинский), детритусовые, детритусово-шламовые, микрозернистые и фораминиферовые, с *Fusiella typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella ozawai* var. *compacta* Мапук., *Ozawainella stellae* Мапук., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., *F. vozgalensis* Saf., *Fusulina dunbari* Sosn., *F. kamensis* Saf., *Putrella brazhnikovae* Putrja и др. Мощность свиты изменяется от 430—680 м на севере (г. Каменск-Шахтинский, пос. Тацинский) до 920—1050 м на юге (г. Шахты, пос. Семикаракорский).

Нижняя часть свиты C_3^1 (N) — исаевской — в интервале между известняками N_1 — N_2 имеет меньшее распространение, чем свита C_2^7 . От послекарбонового размыва она сохранилась только в осевых частях больших синклиналей, расположенных в пределах рассматриваемой территории. В Сулино-Садкинском, Краснодонецком и Белокалитвенском угленосных районах отложения свиты C_3^1 обнажаются на поверхности вдоль балок и рек Кундрючей и Северского Донца, на остальной площади они закрыты более молодыми отложениями и вскрыты только буровыми скважинами.

Рассматриваемая нижняя часть свиты сложена чередующимися между собой глинистыми, алевроитовыми сланцами, песчаниками, известняками и редкими прослойками углей. В северном и восточном направлении в ее составе возрастают количество и мощность известняков и глинистых сланцев, а песчаников и особенно углей становится меньше. Литологический состав и мощность подсвиты по отдельным тектоническим структурам приведены в табл. 23.

Таблица 23

Литологический состав нижней части свиты C_3^1 , в интервале между известняками N_1 — N_2 (в %)

| Синклинали | Мощность свиты, м | Песчаники | Алевроитовые сланцы | Глинистые сланцы | Известняки | Угли |
|---------------------------------------|-------------------|-----------|---------------------|------------------|------------|------|
| Задонская | 750 | 13,3 | 44,5 | 40,4 | 1,6 | 0,2 |
| Сулино-Садкинская | 488 | 36,9 | 31,9 | 29,9 | 1,0 | 0,3 |
| Краснодонецкая | 380 | 22,1 | 52,2 | 23,4 | 1,8 | 0,5 |
| Северо-Каменская | 176 | 10,9 | 62,6 | 20,1 | 6,3 | 0,1 |
| Белокалитвенская | 370 | 11,9 | 53,3 | 24,0 | 6,4 | 0,4 |
| Жирновская (западная часть) | 336 | 23,8 | 47,6 | 22,8 | 5,7 | 0,1 |
| Цимлянская | 200 | 6,3 | 27,5 | 67,8 | 9,4 | — |

В описываемой части свиты имеется до 13 слоев известняков, среди которых известняки N_1 , N_1^2 , N_1^3 , N_1^6 являются маркирующими. Угольных пластов содержится от 2 до 11, из которых только пласты p_0^4 и p_0^7 достигают рабочей мощности на некоторых участках в западной части Сулино-Садкинского района.

Известняки детритусовые, детритусово-шламовые, микрозернистые, часто брекчированные, содержат фораминиферы *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Fusiella typica* var. *extensa* Raus., *Pseudostaffella sphaeroidea* var. *cuboides* Raus., *Hemifusulina ovata* Kir., *H. graciosa* Lee, *H. elliptica* Lee, *Fusulina quasifusulinoides* Raus., *Putrella brazhnikovae* var. *korobcheevi* Raus. и др., а также остатки брахиопод, гастропод, пелеципод, остракод. Мощность этой части свиты изменяется от 176—370 м по северной окраине Донбасса (города Каменск-Шахтинский, Белая Калитва) до 750 м на юге (пос. Семикаракорский).

Верхний карбон

Отложения верхнего карбона вследствие послекарбоновых размы-
вов сохранились лишь в синклиналих складках, главным образом
на востоке и северо-востоке описываемой территории. Наиболее полные
разрезы верхнего карбона, хотя и значительно умень-
шенных мощностей, сохранились в северной части
рассматриваемой террито-
рии, на границе с платфор-
менным склоном. Представ-
лены отложения толщей за-
кономерно чередующихся
пород, состоящих из але-
вритовых и глинистых слан-
цев, песчаников, известня-
ков и редких маломощных
прослоев углей.

Нижняя граница верх-
него карбона проводится
в подошве известняка N_2
свиты C_3^1 , в котором появ-
ляются первые представите-
ли верхнекаменноугольной
фауны. Верхняя граница
проводится в кровле свиты
 $C_3^3(P)$ по известняку Q_1 ,
в котором появляются фузу-
линиды из рода *Schwagerina*,
характерные для отло-
жений ассельского яруса
нижней перми.

К верхнему карбону от-
носятся верхняя половина
свиты C_3^1 , в интервале из-
вестняков $N_2—O_1$, свиты
 $C_3^2(O)$ и $C_3^3(P)$ (рис. 23).
Суммарная мощность отло-
жений верхнего карбона из-
меняется от 785 м (станция
Скосырская) до 1420 м
(г. Белая Калитва).

Свита $C_3^1(N)$ — и с а -
евская — в интервале от
известняка N_2 до известня-
ка O_1 свиты C_3^2 установле-
на только на площади Се-
веро-Каменской, Жирнов-
ской, Белокалитвенской и
Сулино-Садкинской синкли-
налей. В Белокалитвенском

и Сулино-Садкинском районах эти отложения обнажаются по рекам Се-
верскому Донцу, Кундрючей. Отложения представлены переслаива-
нием песчаников, глинистых, алевроитовых сланцев и довольно частых
слоев известняков, из которых отдельные достигают мощностей до 20—

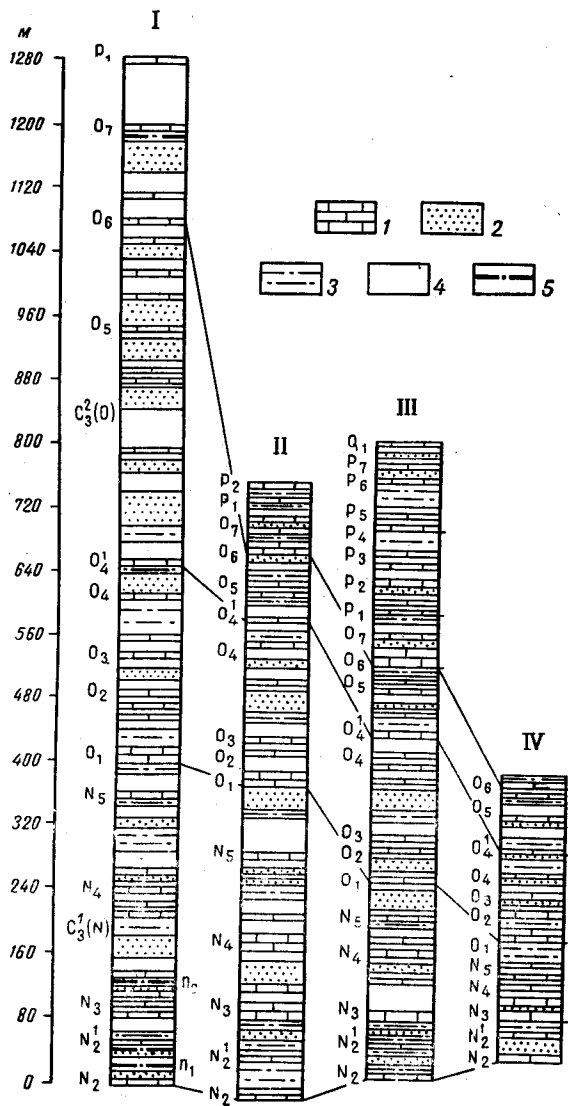


Рис. 23. Сопоставление сводных разрезов верх-
него карбона северо-востока Большого Донбасса
(составил Н. А. Редичкин)

I — Белокалитвенская синклираль; II — Северо-Камен-
ская синклираль; III — Междвиговая зона (Скосыр-
ская); IV — Тормосинский прогиб (восточная часть).
1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — ар-
гиллиты; 5 — угольные пласты нерабочей мощности

40 м, и очень редкими прослойками углей. Литологический состав и мощность свиты по разным тектоническим структурам показаны в табл. 24.

Таблица 24

Литологический состав свиты C_3^1 в интервале между известняками $N_2 - O_1$ (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Алевритовые сланцы | Глинистые сланцы | Известняки | Угли |
|---|-------------------|-----------|--------------------|------------------|------------|------|
| Сулино-Садкинская синклиналь | 396 | 27,0 | 25,75 | 37,1 | 10 | 0,15 |
| Северо-Каменская синклиналь | 324 | 10,3 | 33,3 | 34,3 | 22 | 0,10 |
| Белокалитвенская синклиналь | 390 | 15,6 | 40,0 | 25,3 | 19 | 0,10 |
| Жирновская синклиналь, западная часть | 340 | 14,0 | 35,6 | 30,3 | 20 | 0,10 |
| То же (восточная часть) | 320 | 25,0 | 19,0 | 37,0 | 19 | — |

В верхней половине свиты C_3^1 имеется 7—14 слоев известняков, среди которых маркирующими являются N_2 , N_3 , N_4 и N_5 . Угольных прослоев три и они нигде не достигают рабочей мощности. Известняки детритусовые, детритусово-шламные, микрозернистые, содержат фораминиферы *Fusiella lancetiformis* Putrja, *Fusulinella schwagerinoides* Derpat, *Protriticites pseudomontiparus* Putrja, *Pr. globulus* Putrja, *Obsoletes obsoletes* Schellw., *Quasifusulinoides quasifusulinoides* Putrja и другие формы, а также брахиоподы, кораллы, пелециподы. Мощность отложений верхней части свиты C_3^1 изменяется в северной части площади Восточного Донбасса в пределах 240—320 м.

Свита C_3^2 (О) — а в и л о в с к а я — распространена только вдоль северной окраины Донбасса (в Северо-Каменской, Белокалитвенской и Жирновской синклиналях), на остальной территории ее отложения утончены размытиями в послекарбоновое время. Представлена она толщей чередующихся пластов песчаников, алевритовых и глинистых сланцев, известняков. Породы часто пестроцветные. В разрезе свиты C_3^2 по сравнению с нижележащими свитами заметно увеличивается мощность карбонатных пород. Литологический состав и мощность свиты по отдельным тектоническим структурам охарактеризованы в табл. 25.

Таблица 25

Литологический состав свиты C_3^2 (в %)

| Наименование структуры | Мощность свиты, м | Песчаники | Алевритовые сланцы | Глинистые сланцы | Известняки | Угли |
|---|-------------------|-----------|--------------------|------------------|------------|------|
| Северо-Каменская синклиналь | 390 | 15,5 | 40,6 | 30,4 | 13,5 | — |
| Межнадвиговая зона (станция Скосырская) | 364 | 32,2 | 23,3 | 30,3 | 14,2 | — |
| Белокалитвенская синклиналь | 970 | 42,1 | 26,3 | 27,8 | 3,6 | 0,2 |
| Жирновская синклиналь (восточная часть) | 900 | 29,7 | 16,8 | 34,5 | 19,0 | — |

В свите имеется от 12 до 23 слоев известняков, из них маркирующими являются $O_1, O_2, O_3, O_4, O_5, O_6$. Мощность таких известняков, как O_1 и O_6 , достигает 20 м и более. Угольные прослои встречаются только в пределах Белокалитвенской синклинали, где они достигают мощности 0,1—0,3 м.

Известняки детритусовые, микрозернистые, детритусово-фораминиферовые, содержат фораминиферы *Triticites montiparus* Ehgenb., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Tr. arcticus* Schellw., *Tr. stuckenbergi* Raus., *Quasifusulina longissima* Moell., *Q. eleganta* Schlyk., *Rugosofusulina prisca* Ehgenb., брахиоподы, кораллы, мшанки, криноидеи. Мощность свиты колеблется от 360 м (станция Скосырская) до 970 м (г. Белая Калитва).

Свита C_3^3 (P) — араукаритовая — сохранилась полностью только в восточной части северной междувдвиговой зоны, где она вскрыта буровыми скважинами (станция Скосырская). В осевой части Белокалитвенской синклинали сохранилась только нижняя часть свиты мощностью 150 м, ранее относившаяся к свите C_3^2 (O). Отложения представлены микрозернистыми полимиктовыми песчаниками (17,3%), алевритами (30,6%), аргиллитами (33,2%) и известняками (18,9%). В свите до 12 пластов известняков, среди которых известняки $P_1, P_2, P_3, P_4, P_5, P_7$ имеют мощность от 3 до 12 м. Среди известняков преобладают детритусовые, детритусово-шламовые, мшанковые и фузулинидовые, в которых встречены фузулиниды *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites rossicus* Schellw., *Tr. cf. jigulensis* Raus., *Tr. pseudoarcticus* Raus., *Tr. longus* Ros., *Daixina sokensis* Raus., *D. baituganensis* Raus., *Rugosofusulina stabilis* Raus., *R. praevia* var. *egregia* Schlyk., *Pseudofusulina bona* Ros., *Ps. anderssoni* Schellw., а также брахиоподы, мшанки, криноидеи, остракоды. Полная мощность свиты равна 233 м (станция Скосырская).

Вал Карпинского и предкавказская часть Скифской плиты

Вал Карпинского расположен к востоку-юго-востоку от Восточного Донбасса, восточнее железной дороги Сальск — Котельниково, на площади, охватывающей юго-восточную часть Ростовской области, южные части Астраханской области и Калмыцкой АССР.

Каменноугольные отложения в пределах вала Карпинского и Северного Предкавказья залегают на глубинах примерно от 1000 до 4000 м и поэтому вскрыты только скважинами. Наличие дислоцированных каменноугольных отложений на рассматриваемой территории подтвердило идею А. П. Карпинского о продолжении палеозойского складчатого сооружения далеко на юго-восток от видимых границ обнаженного Донбасса.

Карбон на указанной площади представлен темно-серыми и серыми терригенными породами: глинистыми и алевритовыми сланцами, реже песчаниками, часто обогащенными углистым веществом. Стратиграфическое расчленение их даже на отделы и более дробное подразделение затруднено, так как отложения, содержащие палеонтологические остатки, были вскрыты только единичными скважинами. Определение возраста пород производилось поэтому только по литологическому их сходству со стратифицированными каменноугольными отложениями Донбасса (Дубинский, 1963). По данным Я. С. Эвентова, в артинских глинах Астраханской зоны поднятий встречены известняковые гальки с фауной фораминифер (*Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theodor., *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *Rugosofusulina serrata* Raus., *Schwagerina* sp.), характерных

для нижнего, среднего и верхнего карбона, а также ассельского яруса нижней перми. Это позволяет предполагать, что на исследуемой площади имеются отложения всех трех отделов карбона.

Нижний карбон

Достоверные нижнекаменноугольные отложения известны в пределах Целинской седловины (Песчанокопская опорная скважина) и южного склона западной части вала Карпинского (Белоглинская площадь, скв. 4). Основанием для отнесения этих пород к нижнему карбону послужили плохо сохранившиеся остатки фораминифер.

В Песчанокопской опорной скв. 1 каменноугольные отложения вскрыты в интервале 2516,0—2737,9 м. Средний угол падения пород по керну 70—80°. Нормальная мощность вскрытого разреза 58,1 м. По данным А. Г. Тарасовой, он представлен следующими породами (снизу вверх):

Первая пачка (интервал 2737,9—2695,0 м, истинная мощность 14,3 м). Переслаивающиеся углисто-карбонатно-серицито-хлоритовые, слюдисто-углистые и глинисто-углистые сланцы и дациты. В нижней части пачки прослой органического перекристаллизованного известняка.

Вторая пачка (интервал 2685—2590 м, истинная мощность 24,7 м). Углисто-карбонатно-серицито-хлоритовые, иногда углисто-серицито-кремнистые или углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями дацитов.

Третья пачка (интервал 2590—2567 м, истинная мощность 5,9 м). Переслаивающиеся дациты, аркозовые, песчаники и глинисто-углистые сланцы.

Четвертая пачка (интервал 2567—2516 м, истинная мощность 13,3 м). Песчаники серые метаморфизованные грубозернистые, аркозовые, с карбонатно-серицитовым цементом, с прослоями песчано-глинистых сланцев, а в нижней части с прослоями известняков.

На глубине 2561—2565 м в мелкодетритусовом окремнелом сильно перекристаллизованном известняке Н. А. Редичкиным в 1953 г. были обнаружены фораминиферы плохой сохранности предположительно турнейско-нижневизейского возраста. При повторном изучении фораминифер из указанного известняка Песчанокопской скважины Н. А. Редичкиным (1964) определены *Eostaffella cf. mosquensis* Viss., *Mediocris mediocris* Viss., *Endothyranopsis crassus* Brady, *Plectogyra samarica* Raus. et Reitl., *Pl. prisca* Raus. et Reitl., *Tetrataxis dentata* Viss., *T. eominima* Raus., *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., которые позволили ему сопоставить вмещающие их породы с бобриковским горизонтом среднего визе Восточно-Европейской платформы и с зоной C₁^d нижнего карбона Донецкого бассейна.

Нижнекаменноугольные отложения выявлены также в районе Белоглинской площади, где скв. 4 прошла толщу метаморфизованных пород, представленных глинистыми и алевролитовыми сланцами с редкими прослоями песчаников и доломитов. Породы сильно дислоцированы (углы падения от 30 до 80°) и пронизаны кварцевыми прожилками. В образце из этой скважины (глубина 1689 м) С. Н. Наумовой определены споры *Trachitriteles punctatus* Naum., *Lophotriteles trivialis* Naum., *L. lasius* Waltz, *Acanotriteles* sp., *Hymenozonotriteles zonotriteles tersis* Waltz, которые позволяют эти отложения сопоставлять с верхами визейского яруса или намюрским ярусом.

Этим, собственно, и ограничиваются все данные о нижнекаменноугольных отложениях рассматриваемой территории. Однако исходя из истории геологического развития Донбасса и Волгоградского Поволжья в раннекаменноугольную эпоху, а также имея в виду увеличение мощностей донецкого карбона в юго-восточном направлении, можно пред-

положить, что отложения нижнего карбона на данной площади развиты повсеместно и, по-видимому, представлены в прибрежно-морских и морских фациях.

Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения (московский ярус) вскрыты скважинами в районах г. Котельниково, станицы Баклановской, станций Семичная и Куберле. Они представлены серыми и темно-серыми глинистыми и алевроитовыми сланцами, тонкозернистыми песчаниками с редкими растительными остатками и довольно мощными известняками. По остаткам микрофауны эти отложения сопоставляются Н. А. Редичкиным, П. Н. Ревковым и М. Ф. Манукаловой со свитами C_2^5 , C_2^6 и C_2^7 Донецкого бассейна.

На рассматриваемой площади среднекаменноугольные отложения условно выделены Л. И. Коцаренко, Ю. И. Игошиным и другими на основании сопоставления с разрезом среднего карбона Восточного Донбасса. Аналогичные отложения вскрыты на ряде площадей южного склона и осевой части вала Карпинского (Михайловской, Полдневской, Олейниковской, Промысловской и др.). Представлены они здесь переслаиванием сильно метаморфизованных и дислоцированных темно-серых глинистых сланцев и разнозернистых слюдястых песчаников.

Верхний карбон

Палеонтологически доказанные отложения верхнего карбона вскрыты на рассматриваемой территории в Джанайской опорной скважине и скв. 12 Ики-Бурульской площади. В Джанайской скважине, по данным М. А. Ясеновой, каменноугольные отложения, залегающие в интервале 2475—3035 м, представлены толщей песчаников, переслаивающихся с алевроитовыми, глинистыми, углисто-кремнистыми и серицито-кремнистыми сланцами. В основании расположена пачка темно-серых (до черных), углисто-карбонатно-кремнистых сланцев мощностью 97 м. Углы падения пород составляют 40—70°. Песчаники и алевроитовые сланцы пестроокрашенные, кварцевые. Глинистые сланцы темно-серые, неравномерно алевроитистые, слюдястые, со сланцеватой текстурой; в них встречаются редкие прослой известняков и мергелей. В известняках с интервала 2781—2792 м Г. Д. Киреевой обнаружены фораминиферы *Ammodiscus* ex gr. *volgensis* Raus., *Hemigordius* aff. *simplex* Reitl., *H.* aff. *umbilicatus* Kir., *H.* aff. *brunciloides* Kir. и ряд других форм, указывающих, по ее мнению, на возможную принадлежность вмещающих пород к псевдофузулиновому горизонту верхнего карбона.

В скважине 12 Ики-Бурульской площади вскрыты каменноугольные отложения, сложенные чередующимися глинистыми и алевроитовыми сланцами и песчаниками. Сланцы представлены кремнисто-серицитовыми и углисто-глинистыми разностями. Обломочный материал алевроитовых сланцев и песчаников состоит из угловатых и полукатанных обломков кварца, серицитизированных зерен плагиоклазов и многочисленных листочков слюды. В породах встречаются кристаллы пирита, углистые остатки, а также глинисто-карбонатные прослойки. Цемент карбонатно-серицитовый.

В образце с интервала 1622,7—1626,0 м Г. Д. Киреевой и Т. К. Замилацкой определены нижнепермские фораминиферы *Globivalvulina* cf. *bulloides* Brady, *G. permiana* Tcherd., *Nodosaria nechajevi* Tcherd., *Geinitzina* cf. *postcarbonica* Spand., *Glomospira evoluta*

Тгар. и ряд других форм. В этом же образце обнаружено несколько экземпляров мелких брахиопод, среди которых, согласно предварительному заключению Д. Л. Степанова, преобладает род *Leiorhynchus*, характерный для верхнего девона—нижнего карбона. Несмотря на такое противоречие и учитывая литологические особенности разреза, описываемые отложения Ики-Бурульской площади отнесены Ю. И. Игошиным к самой верхней части карбона — нижней перми.

Каменноугольные породы, весьма близкие литологически к карбону Джанайской опорной скважины, вскрыты скважинами на Промысловской, Олейниковской, Каспийской, Ермолинской, Цубукской, Межевой, Михайловской и других площадях восточной и центральной частей вала Карпинского. По-видимому, они формировались здесь также в прибрежно-морских условиях.

Следует отметить, что стратиграфия и литология каменноугольной системы на территории вала Карпинского изучены довольно слабо. Карбон здесь вскрыт немногочисленными скважинами и на небольшую глубину от его поверхности.

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

Начало турнейского века после кратковременной регрессии в конце девона знаменуется новым расширением морской трансгрессии. В заволжское и малевское время (зона C_1^a Донбасса) большая часть территории Донецкого прогиба и восточного склона Воронежской антеклизы (Волгоградское Поволжье) покрывается неглубоким морем, в котором накапливались карбонатные осадки с многочисленными остатками различной фауны (брахиоподы, кораллы, остракоды, криноидеи, фораминиферы и др.). Эти осадки перекрыли прибрежно-морские или мелководные морские отложения девона. В то же время южный склон Воронежской антеклизы и северная часть Донецкого прогиба (северная зона мелкой складчатости Донбасса) представляли собой сушу, сложенную докембрийскими изверженными и метаморфическими породами, с которой поступал терригенный материал в окружающее ее море.

С начала упинского времени (зона C_1^b Донбасса) морская трансгрессия распространяется на указанную сушу, и вся рассматриваемая территория (Восточный Донбасс, южный и восточный склоны Воронежской антеклизы) захватывается неглубоким эпиконтинентальным морем с нормальным термохимическим и газовым режимом, в котором развивалась обычная морская фауна и шло отложение преимущественно карбонатных осадков. Морской эпиконтинентальный бассейн продолжал существовать в течение всего черепетского и большей части кизеловского времени (зоны C_1^c и C_1^d Донбасса). Отсутствие синхронных осадков прибрежного типа вдоль южной окраины Восточного Донбасса позволяет говорить о перекрытии водами этой трансгрессии и современного Азовского выступа.

В конце турнейского века (конец кизеловского времени) происходит постепенное поднятие территории южного и восточного склонов Воронежской антеклизы, морской бассейн регрессирует. На большей части площади Первомайско-Чирской моноклинали, на Хоперской моноклинали и Доно-Медведицком валу происходит размыв ранее отложившихся карбонатных толщ. Однако морской бассейн продолжает существовать на территории восточной части Донецкого прогиба, на Приволжской моноклинали и в западной части Прикаспийской синеклизы.

В нижневизейское (малиновское) время в области Воронежской антеклизы продолжается подъем ранее образовавшейся суши и размыв турнейских отложений. Нормальный морской режим по-прежнему продолжал существовать лишь в пределах погруженной (осевой) части Донецкого прогиба и на площади Прикаспийской синеклизы. В южной части Первомайско-Чирской моноклинали, примыкающей к северному борту Донецкого прогиба, и на Приволжской моноклинали в это время отлагаются терригенные осадки с редкими маломощными прослоями известняков. В конце малиновского и начале яснополянского времени регрессия морской бассейна достигает максимума и выражается в размыве отложений верхней части малиновского надгоризонта на площади Приволжской моноклинали.

В начале средневизейского времени (бобриковское время) на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы (Первомайско-Чирской и Хоперской моноклинали) устанавливается континентальный режим. В это время здесь накапливаются аллювиально-лагунные осадки: пески, каолиновые глины, алевроиты и образуются торфяники. В Донецком прогибе продолжает существовать нормальный мелководный морской бассейн, в котором отлагаются преимущественно известковые илы.

В области Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкого вала в начале бобриковского времени продолжал существовать континентальный режим, установившийся здесь еще в конце малиновского времени. В это время, по-видимому, здесь местами накапливались золотые песчаные отложения небольшой мощности. Затем несколько раньше второй половины бобриковского времени наступила трансгрессия моря, переработавшая почти все континентальные образования, в том числе и песчаные, которые в переотложенном виде залегают сейчас в нижней части бобриковского горизонта. Песчаники в этих отложениях очень хорошо окатаны, почти до сферической формы, и даже отполированы с поверхности. На некоторых кварцевых зернах еще сохранилась и матовая поверхность золотого типа.

В последующее время морской бассейн несколько раз то продвигался вперед — на запад, то отступал, в результате чего возникали полузамкнутые мелководные заливы или лагуны, в которых накапливались песчаные и илистые осадки. Климат в то время был жарким, временами в осадок выпадали в небольших количествах гипс и ангидрит (в первую половину бобриковского времени), а также доломит (во вторую его половину).

О морских условиях осадконакопления в это время говорит также и глауконит, который изредка встречается в алевролито-глинистых осадках. Глубина бассейна была небольшой, так как в глинистых и алевролитовых отложениях часто наблюдается текстура взмучивания, а также отсутствует массовое образование глауконита. Окатанность кварцевых зерен в песчаных осадках неодинакова. Наиболее хорошо они окатаны в районе Линевского поднятия, а в районе Кленовского — полуокатаны.

Песчаные отложения наибольшей мощности накапливались в тектонически пониженных участках в районе Тарасовской, Терсинской и Нижне-Добринской площадей, а не в древних руслах рек, как это считает Н. И. Марковский и др.

С начала тульского времени морская трансгрессия, распространившаяся со стороны Донецкого прогиба и Прикаспийской синеклизы в направлении выступа, выразилась в отложении карбонатных и терригенных осадков с морской фауной на площади Первомайско-Чирской и Хоперской моноклиналей, а также Доно-Медведицкого вала.

В течение этого поздневизейского времени на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы существовал открытый, довольно мелководный морской бассейн с нормальным гидродинамическим и газовым режимом, в котором отлагались в основном известковые илы.

В Донецком прогибе нормальный морской бассейн продолжал существовать до конца времени отложения осадков зоны $C_1^v f$ (до конца михайловского времени). С начала образования осадков зоны $C_1^v g$ в Донецком прогибе постепенно наступают такие физико-географические условия, которые характерны для всего последующего времени каменноугольного периода, а именно: происходит быстрое опускание территории и накопление мощных в основном терригенных, с незначительным содержанием карбонатных, осадков. Литофациальный облик накопившихся толщ, их мощность и другие признаки указывают на прерывистый, пульсирующий характер погружения области седиментации. Образование осадков происходило в основном в условиях прибрежной морской равнины, временами заливавшейся морем. Иногда вследствие колебательных и блоковых движений происходило поднятие и осушение значительных площадей, на которых накапливался торф или временно размывались ранее отложившиеся осадки.

Намюрский век на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы в целом характеризуется по-прежнему типично морскими условиями осадконакопления. Вместе с тем в намюрском веке происходит дальнейшая перестройка структурного плана южного и юго-восточного окончания Восточно-Европейской платформы. В районах, примыкающих к северной части Донецкого прогиба, наблюдается значительное и длительное прогибание дна морского бассейна, выразившееся в непрерывном отложении карбонатных осадков (пос. Тарасовский, хутор Тормосин).

В районах северной части Первомайско-Чирской моноклинали, Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали отмечаются постепенное и неравномерное воздымание дна бассейна и сокращение мощностей намюрских отложений. Казанско-Калачевская зона поднятий продолжает проявляться как приподнятая часть юго-восточного окончания Воронежской антеклизы, где происходит размыв верхневизейских отложений.

Таким образом, в течение нижнекаменноугольной эпохи в разных частях рассматриваемой территории преобладали свои особые физико-географические условия.

На схематической литолого-палеогеографической карте (рис. 24) иллюстрируется изменение литологического состава пород и палеогеографических условий осадконакопления в раннекаменноугольную эпоху на рассматриваемой территории. Так, на площади Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали в течение нижнего карбона существовал открытый морской бассейн (глубокая часть шельфа), где в основном отлагались чистые известковые илы. На южном и восточном склонах Воронежской антеклизы располагалась более мелководная часть морского бассейна (мелкая часть шельфа), где отлагались не только карбонатные, но временами и терригенные осадки. На площади Донецкого прогиба в течение большей части раннекаменноугольной эпохи располагалась мелководное море и прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, где во вторую половину нижнего карбона в основном отлагались терригенные осадки (глины, алевролиты, пески) и значительно реже известковые илы.

Начало башкирского века среднекаменноугольной эпохи характеризуется на южном и восточном склонах Воронежской антеклизы широкой трансгрессией моря, далеко продвинувшегося в сторону Пав-

ловского выступа. Накопление осадков происходило в мелководном морском бассейне с нормальным гидрохимическим и газовым режимом, с повышенной гидродинамической активностью. Об этом свидетельствует сравнительно широкое развитие среди нижнебашкирских

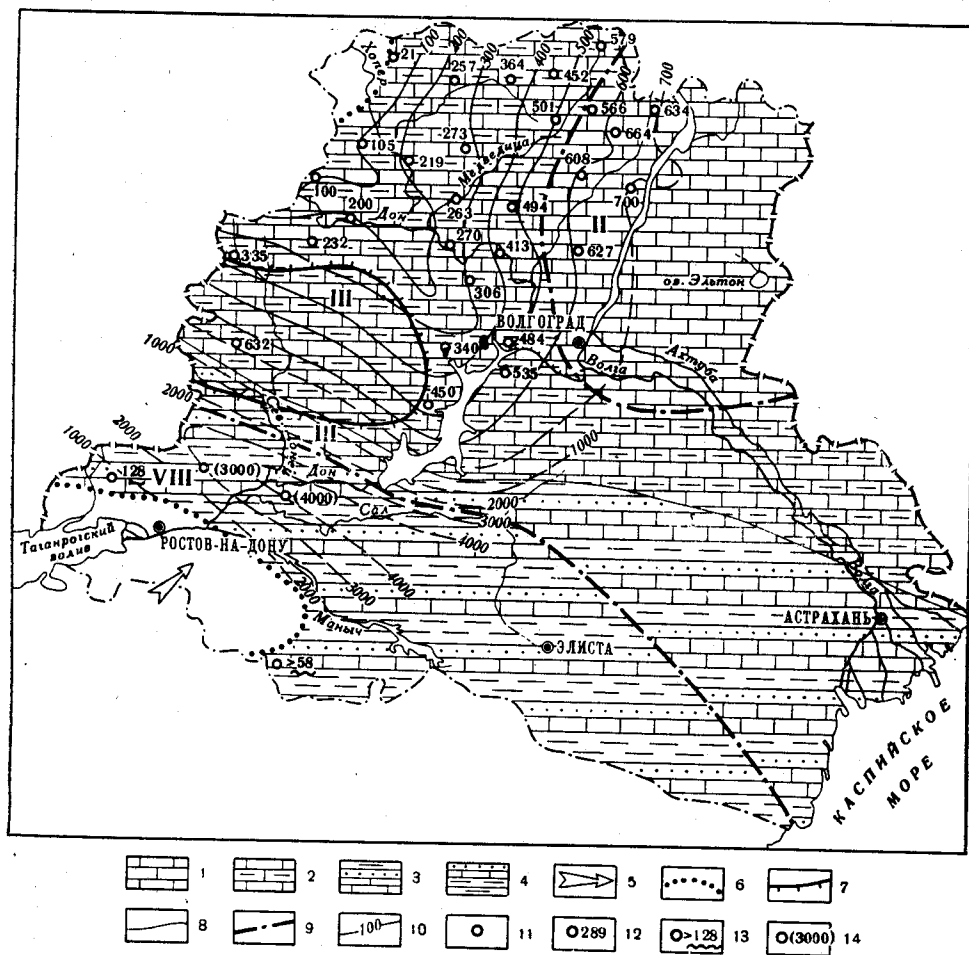


Рис. 24. Литолого-палеогеографическая карта раннекаменноугольной эпохи (составили Н. А. Редичкин и Г. М. Яриков)

Литологические комплексы: 1 — известняки, 2 — известняки зернистые и глинистые, 3 — известняки, пески и глины, 4 — глины, известняки и пески; 5 — главное направление сноса обломочного материала; границы: 6 — площадей древнего размыва, 7 — распространения моря в основании рассматриваемой части разреза, 8 — литологических комплексов, 9 — палеогеографических зон; 10 — изопахиты (пунктиром показаны предполагаемые); 11 — скважины; мощность (м): 12 — полная; 13 — неполная из-за отсутствия данных по нижней части, 14 — предполагаемая. Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем

отложений восточного склона оолитовых и псевдооолитовых известняков. Более спокойная морская обстановка существовала на площади Первомайско-Чирской моноклинали, где почти непрерывно отлагались известковые органогенные илы с водорослями *Donetzella* и гидрактиниями.

Во второй половине башкирского века на площади Первомайско-Чирской и Хоперской моноклинали и в пределах Доно-Медведицкого вала располагалась прибрежная равнина, где происходило накопление в основном глинисто-алевритового и песчаного материала, с редкими

маломощными прослоями известковых илов. На площади Первомайско-Чирской моноклинали возникают в это время условия, благоприятствующие торфообразованию. В конце башкирского века в районе северной части Казанско-Калачевского поднятия происходит подъем и размыв ранее отложившихся осадков.

В Донецком прогибе в башкирский век продолжают существовать физико-географические условия и геотектонический режим, которые были там и во вторую половину раннего карбона. На большей части площади здесь располагалась прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, где накапливались в основном терригенные отложения с редкими прослоями известняков. Временами, особенно во второй половине башкирского века (свиты C_2^3 и C_2^4), на территории Донецкого прогиба происходил подъем и осушение большей части площади, где возникали обводненные болота на прибрежно-морских и приустьевых участках суши, произрастала влаголюбивая наземная растительность, и происходило торфонакопление, с образованием в дальнейшем пластов углей. Некоторые из них достигают рабочей мощности и разрабатываются шахтами. При последующем погружении торфяники заиливались тонким терригенным материалом, а в дальнейшем перекрывались отложениями прибрежно-морских и морских фаций.

На литолого-палеогеографической карте (рис. 25) иллюстрируется изменение литологического состава и палеогеографических условий осадконакопления в башкирский век среднекаменноугольной эпохи. На площади Приволжской моноклинали и западной части Прикаспийской синеклизы располагался эпиконтинентальный открытый морской бассейн (глубокая часть шельфа), где отлагались глины и известковые илы. На южном и восточном склонах Воронежской антеклизы располагалась мелководная часть морского бассейна и отлагались главным образом терригенные осадки и реже карбонатные илы. На площади Донецкого бассейна была прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, где шло отложение своеобразной угленосной толщи параллического типа с отдельными прослоями известняков.

В верейское время московского века прибрежно-морские условия осадконакопления устанавливаются на всей площади южного и восточного склонов Воронежской антеклизы. В последующее время — каширское, подольское и мячковское — эти условия сохраняются только на площади Первомайско-Чирской моноклинали и в Тормосинском прогибе, а в пределах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали располагается удаленная от берега часть мелководного морского бассейна, где отлагались преимущественно карбонатные илы. В Донецком прогибе в московском веке продолжается в условиях прибрежно-морской равнины накопление мощной терригенной угленосной параллической толщи с редкими прослоями известняков.

На литолого-палеогеографической карте московского века (рис. 26) видно, что на площади Волгоградского Поволжья в это время существовал морской эпиконтинентальный бассейн, причем северо-восточная часть Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали находилась в области глубокой части шельфа, где отлагались преимущественно карбонатные илы и реже глины. Остальная часть Волгоградского Поволжья входила в область мелководной части шельфа, и здесь отлагались карбонатные илы и глины и реже алевроиты и пески.

На площади Первомайско-Чирской моноклинали и в Донецком прогибе располагалась прибрежно-морская равнина, временами заливавшаяся морем, где отлагались преимущественно терригенные осадки с редкими прослоями известняков и углей.

Общим для южного и восточного склонов Воронежской антеклизы является то обстоятельство, что медленное воздымание северной и северо-западных частей этой территории в течение средне- и позднекаменноугольной эпох повлекло за собой сокращение размеров морского бассейна и уменьшение площади осадконакопления.

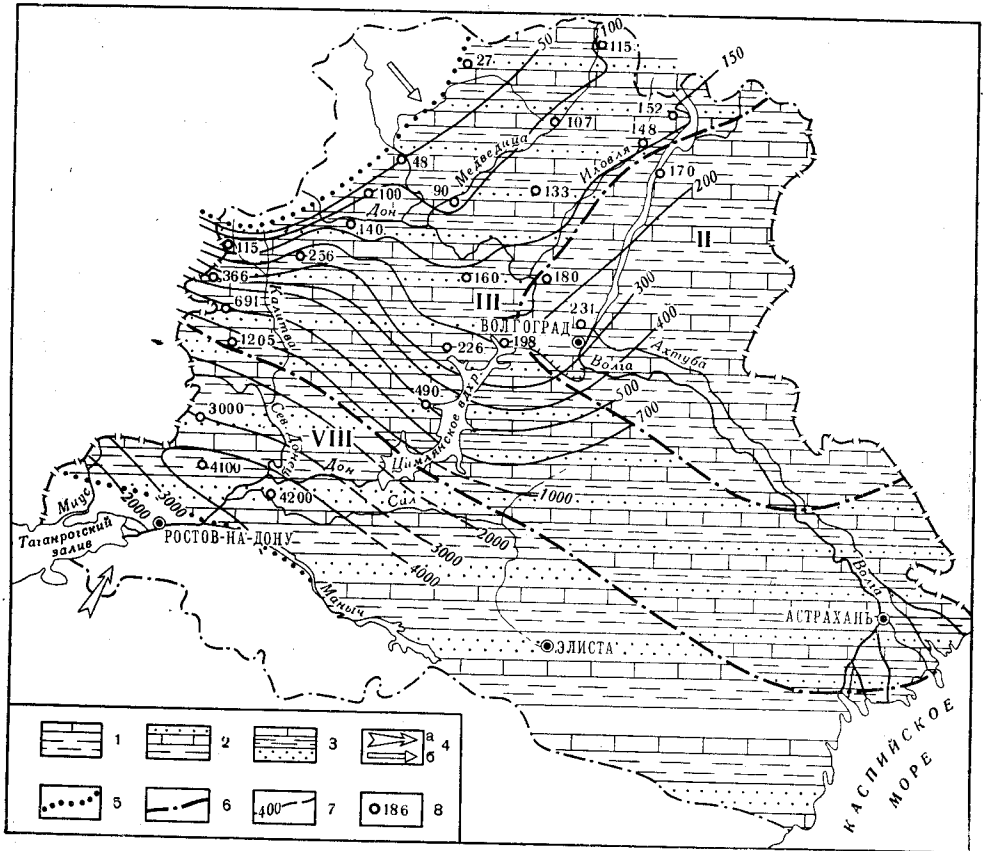


Рис. 25. Литолого-палеогеографическая карта башкирского века среднего карбона (составили Н. А. Редичкин и Г. М. Яриков)

Литологические комплексы: 1 — глины, известняки, 2 — глины, известняки, пески, 3 — пески, глины, известняки; 4 — направление сноса обломочного материала главное (а) и второстепенное (б); границы: 5 — площадей древнего размыва, 6 — палеогеографических зон; 7 — изобаты (пунктиром показаны предполагаемые); 8 — разрез по скважине, полная мощность (м). Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем

В позднекаменноугольную эпоху на большей части восточного склона Воронежской антеклизы сохраняется мелководный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором происходило накопление карбонатных осадков с богатой и разнообразной морской фауной (рис. 27). Временами этот бассейн засолялся, и тогда происходило преимущественно доломитообразование, в связи с чем развивалась однообразная фауна, угнетенная и малочисленная. На площади восточной части Первомайско-Чирской моноклинали и в Тормосинском прогибе располагалась прибрежная часть морского бассейна, где отлагались в равной мере карбонатные и терригенные осадки.

В пределах Донецкого прогиба и западной части Первомайско-Чирской моноклинали располагалась прибрежно-морская равнина, вре-

менами заливавшаяся морем. Однако связь его с открытым морем была затруднена, что выразилось в обеднении фаунистических комплексов и образовании брекчированных известняков. Здесь отлагались преимущественно терригенные и редко карбонатные осадки. Резко ухудшились по сравнению со средним карбоном условия для торфообразования.

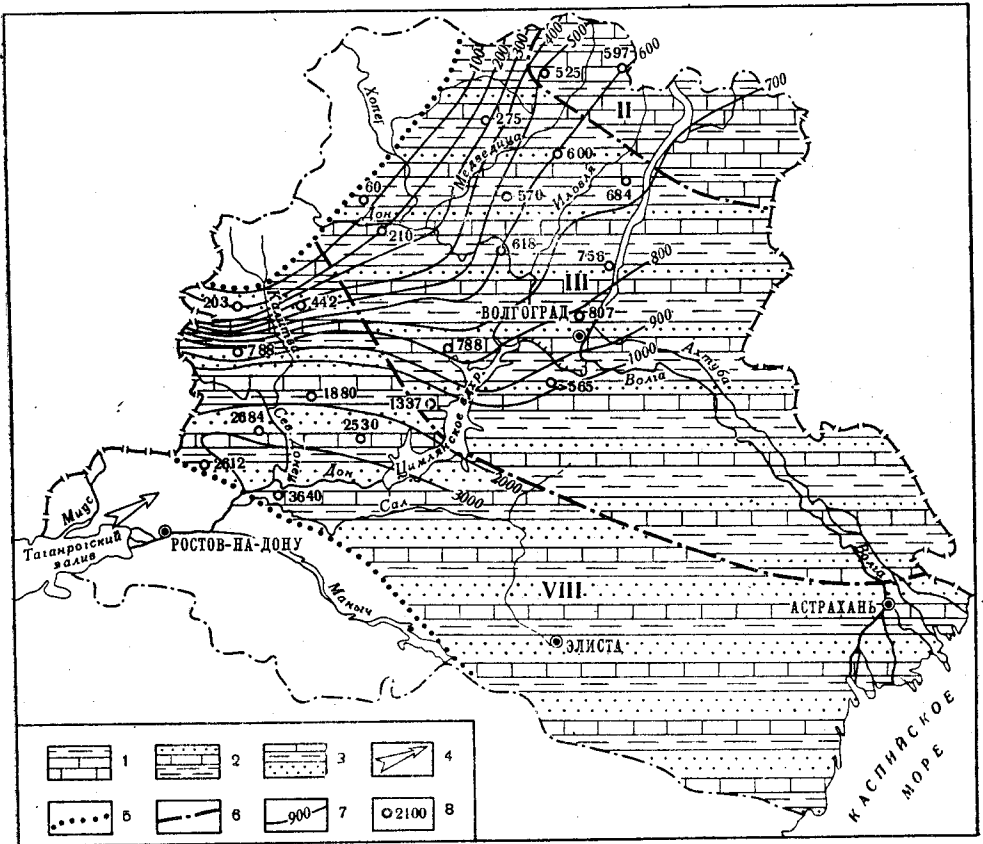


Рис. 26. Литолого-палеогеографическая карта московского века среднего карбона (составили Н. А. Редичкин и Г. М. Яриков)

Литологические комплексы: 1 — известняки, глины, 2 — глины, известняки, пески, 3 — пески, глины и известняки; 4 — главное направление сноса; границы: 5 — площадей древнего размыва, 6 — палеогеографических зон; 7 — изопахиты (пунктиром показаны предполагаемые); 8 — разрез по скважине, мощность полная (м). Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; VIII — прибрежные равнины, временно заливавшаяся морем

Верхнекаменноугольные отложения, сохранившиеся от последующих размывов в зоне Северодонецкого разлома (надвига), постепенно без стратиграфического перерыва сменяются осадками ассельского яруса нижней перми.

В течение каменноугольного периода на рассматриваемой территории наблюдается несколько перерывов в осадконакоплении, различных по продолжительности и интенсивности размыва. Первый такой перерыв наблюдается на границе девона и карбона. Он установлен в пределах Первомайско-Чирской и Хоперской моноклиналей и Тормосинского прогиба. На этом стратиграфическом уровне в ряде скважин зафиксированы конгломерат, брекчия или гравелит, а также размыв

верхней части данковских отложений верхнего девона. Подобный перерыв был впервые установлен и прослежен Г. М. Яриковым (1964а).

Второй региональный перерыв прослежен на границе турнейского и визейского ярусов. Доказывается он неполнотой разреза турнейских отложений на большей части площади южного и восточного склонов

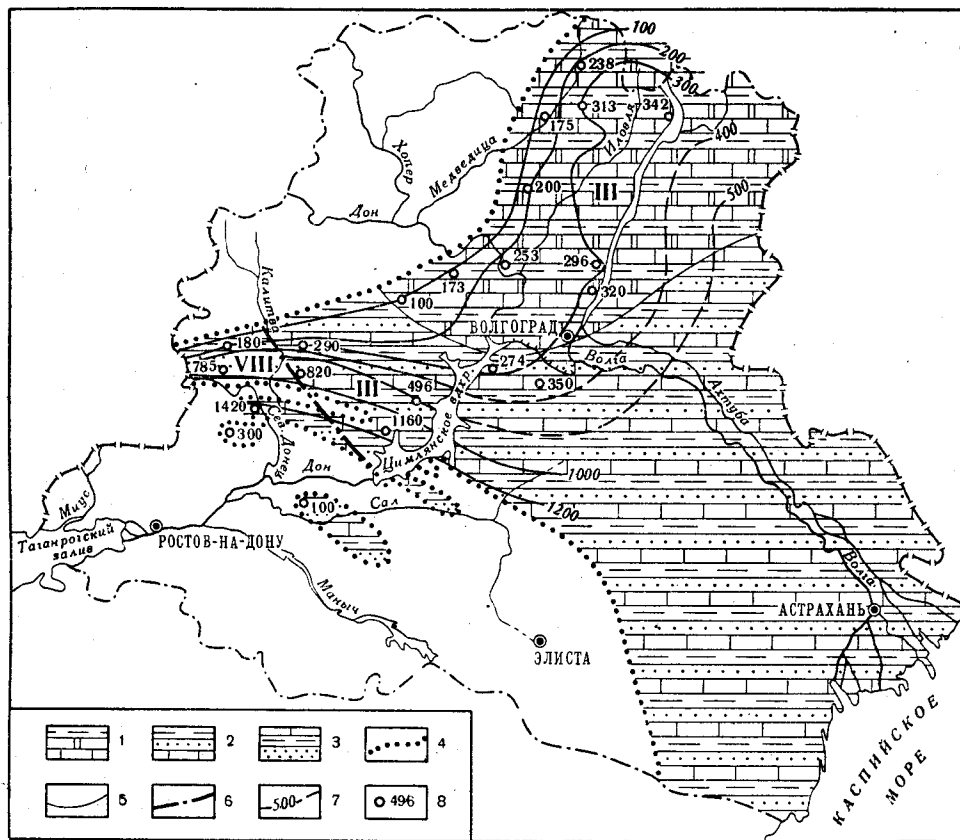


Рис. 27. Литолого-палеогеографическая карта позднекаменноугольной эпохи (составили Н. А. Редичкин и Г. М. Яриков)

Литологические комплексы: 1 — известняки, доломиты, глины, 2 — известняки, пески, глины, 3 — пески, глины и известняки; границы: 4 — площадей древнего размыва, 5 — литологических комплексов, 6 — палеогеографических зон; 7 — изопахиты (пунктиром показаны предполагаемые); 8 — разрез по скважине, мощность полная (М). Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем

Воронежской антеклизы. По направлению к Павловскому выступу наблюдается постепенное и все более глубокое срезание турнейских отложений от кизеловского до заволжского возраста включительно. Наиболее глубокий размыв наблюдается на Казанско-Калачевском поднятии и Хоперской моноклинали. Следующий перерыв, более или менее значительный по времени и интенсивности, отмечается в ранне-бобриковское время на тех же площадях, что и предыдущий. Доказывается он неполнотой разреза малиновского надгоризонта и нижней части бобриковского горизонта, а также по наличию в подошве последнего грубозернистых песчаников и кварцевых гравелитов.

Два последующих перерыва установлены в намюрском ярусе Казанско-Калачевской зоны поднятий и восточного склона антеклизы. Один из них зафиксирован между протвинским и краснополянским

горизонтами, другой между намюрским и башкирским ярусами. Фиксируются они неполнотой разрезов и наличием каолиновых глин с обломками известняка в разрезе.

Установлен также перерыв в осадконакоплении в башкирском ярусе, довольно четко проявившийся на границе терригенной и карбонатной толщ в пределах восточного склона антеклизы. Однако точное время его пока не установлено. Выявлен перерыв в осадконакоплении также в предмосковское время на площади северо-восточной части Первомайско-Чирской моноклинали и на Казанско-Калачевском поднятии, выразившийся в налегании нижеверейских отложений московского яруса на черемшанские осадки башкирского яруса и в выпадении из разреза отложений мелекесского горизонта.

На площади Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали устанавливается кратковременный перерыв в предпермское время, о чем свидетельствует неполнота разрезов верхнего карбона. Отчетливо прослеживается постепенный размыв и исчезновение в разрезе с востока на запад и юго-запад сначала пород псевдофузулинового горизонта, а затем зон C_3^1d и C_3^1c . В опорной Николаевской скважине 2 в основании швагеринового горизонта нижней перми установлен прослой глины с обломками известняков, в которых определен переотложенный верхнекаменноугольный комплекс фузулинид.

В восточной части Донецкого складчатого сооружения стратиграфические перерывы в каменноугольных отложениях не наблюдаются. Нижнепермские отложения лежат здесь согласно на осадках верхнего карбона.

Проявления магматизма на рассматриваемой территории в каменноугольный период, видимо, не было. Имеющиеся здесь изверженные породы, вероятно, более молодого возраста. Выходы их отмечены вдоль рек Тузлова, Большого Несветая и Малого Несветая, Аюты, Грушевки, Кадамовки. Вскрыты они также горными выработками в некоторых шахтах и пересечены рядом скважин. Магматические образования представлены палеоандезитами и биотит-роговообманковыми порфирами. Они приурочены к отложениям свит C_2^2 — C_2^6 и залегают в виде отдельных даек, жил и межпластовых интрузий. Представления о времени образования этих изверженных пород различны (Банковский, 1952; Прокопченко, 1959 и др.). Можно только отметить, что их образование связано с тектоническими движениями, которые принято считать многофазными.

ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНА

В результате проведения геологосъемочных, поисковых и разведочных работ на уголь, нефть, газ и другие полезные ископаемые на рассматриваемой территории достигнуты большие успехи в изучении каменноугольных отложений. Однако недостаточно ясными все еще остаются глубинное геологическое строение территории Восточного Донбасса, генезис и морфология угольных пластов, физико-географические условия образования угленосной толщи и особенности ее распространения по площади. Представляют определенный интерес периферийные районы бассейна в смысле выявления и разведки здесь новых угленосных площадей в среднем и нижнем карбоне.

Необходимо также уделить внимание вопросам дальнейшего уточнения границ каменноугольной системы, ее отделов, ярусов, а также разработке и уточнению стратиграфического расчленения, палеогеографии, генезиса и вещественного состава (литологии) каменноугольных отложений. Особое значение для этого имеет комплексное изуче-

ние палеонтологических остатков. Весьма необходимо детально изучить каменноугольные отложения (стратиграфию, литологию, условия образования), вскрываемые на площади вала Карпинского и в Предкавказье.

В пределах южного и восточного склонов Воронежской антеклизы недостаточно ясным остаются геологическое строение каменноугольных отложений, характер распространения коллекторов в таких районах, как южная часть Первомайско-Чирской моноклинали, Приволжская моноклираль и Тормосинский прогиб. Эти районы интересны в отношении выявления новых залежей нефти и газа, особенно в нижнем и среднем карбоне. Существенный интерес на рассматриваемой площади представляет дальнейшее изучение литологического состава осадков, типизация фаций и терригенных отложений нижнего и среднего карбона. При изучении стратиграфии терригенных отложений необходимо шире применять спорово-пыльцевой метод.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Районы развития отложений пермской системы занимают почти половину рассматриваемой территории. Здесь выделяются оба отдела и все ярусы перми: ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский (в нижнем отделе), уфимский, казанский и татарский (рис. 28). Из-за неполноты палеонтологической характеристики сакмарский и артинский ярусы описываются совместно. Породы уфимского яруса выделены в данной работе условно и лишь в отдельных разрезах Приволжской моноклинали и Прикаспийской синеклизы; органические остатки в этих породах пока не обнаружены.

Для нижнепермских отложений характерно значительное развитие хемогенных толщ (карбонатных, сульфатных и галититовых); среди верхнепермских преобладают терригенные породы, нередко красочные или пестроцветные. Суммарная мощность нижней перми колеблется на западе от 0—300 до 800—1000 м, а на востоке, в Прикаспийской синеклизе, достигает 4000 м и более (по данным сейсморазведки). Суммарная мощность верхнепермских образований колеблется от 0—100 м на западе до 300—450 м, а возможно, и до 1000—1500 м на востоке. Характер и распространение основных типов пермских пород и крупных фациальных комплексов схематически показаны на рис. 29.

Пермские отложения перекрыты главным образом нижним триасом, но на сводах солянокупольных структур они залегают под отложениями юры, мела, палеогена или неогена. На поверхность пермские образования выходят только у оз. Баскунчак. Небольшие выходы пород казанского яруса наблюдаются в карьере у оз. Эльтон.

Палеонтологическое обоснование нижней границы и расчленение пермской системы произведены в настоящей работе согласно унифицированной стратиграфической схеме верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, опубликованной в 1965 г. (см. рис. 29).

Первые очень краткие сведения о пермских образованиях района оз. Баскунчак встречаются в работах П. С. Палласа, А. А. Кейзерлинга, И. Б. Ауэрбаха, Н. П. Барбот де Марни, П. А. Православлева. А. А. Богданов (1934) и А. Н. Мазарович (1939) выделили здесь в разрезе перми кунгурский, казанский и татарский ярусы.

Разработка стратиграфии пермских образований резко усилилась в послевоенные годы, когда широко развернулось бурение в связи с поисками нефти и газа. В Волгоградском Поволжье были установлены сакмарско-артинские сульфатно-карбонатные и кунгурские соле-

носные отложения, казанские карбонатные и татарские красноцветные терригенные образования (Рыков, 1958, 1959). Много новых данных было получено в 1949—1955 гг. Юго-Восточной экспедицией Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института, проводившей работы под руководством Я. С. Эвентова.

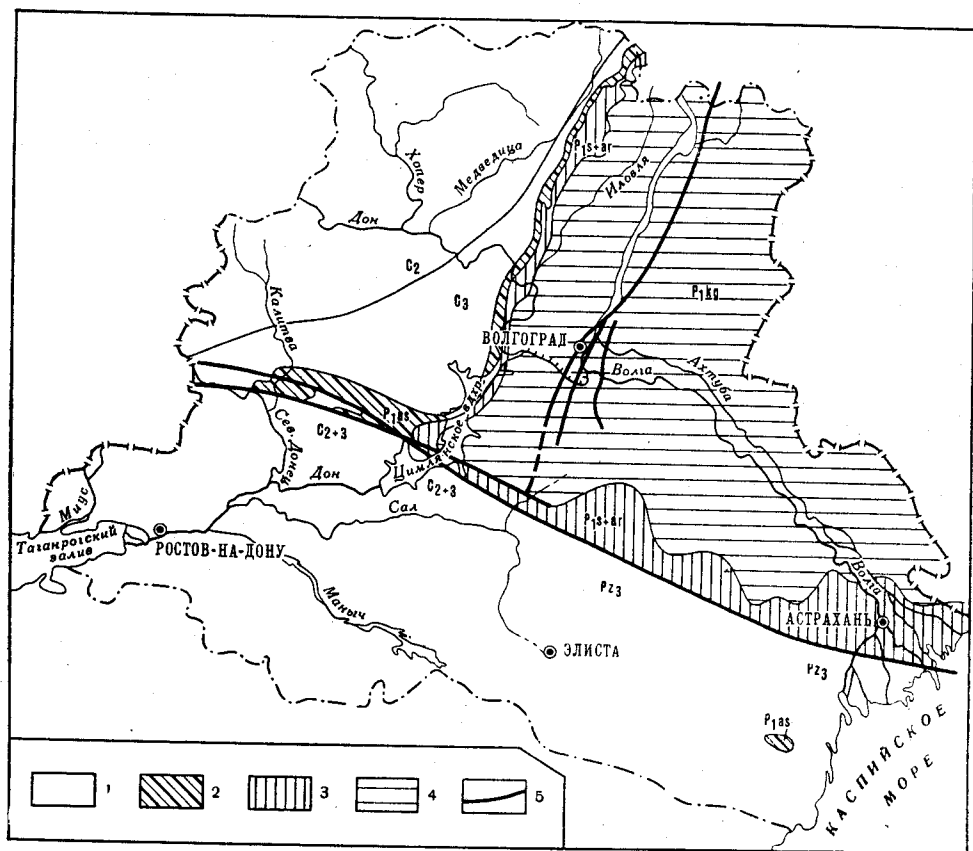


Рис. 28. Схематическая геологическая карта нижнепермских отложений со снятыми более молодыми образованиями
1 — карбон; 2 — ассельский ярус; 3 — сакмарский и артинский ярусы; 4 — кунгурский ярус; 5 — разломы

Наибольшее значение имело выделение фаунистически обоснованных артинских отложений в Астраханской скважине, впервые вскрывшей на юге Восточно-Европейской платформы артинские терригенные породы. Большой интерес представляло установление казанских отложений в районе оз. Эльтон и определение глубин залегания соли в Баскунчакском и Эльтонском соляных куполах.

В Эльтонской опорной скважине Н. И. Ускова в 1953 г. выделила красноцветные уфимские и карбонатные казанские образования, а в Джанайской опорной скважине М. А. Ясенева (1956) установила отложения нижней перми. Первые обобщения по стратиграфии, литологии и палеогеографии перми Нижнего Поволжья выполнены Е. И. Соколовой (1958) и Я. С. Эвентовым (1962).

На северо-восточной окраине Донбасса А. П. Кичапov в 1937 г. отмечал присутствие обломков известняков со швагеринами в глыбово-

брекчиевой толще к северу от с. Литвиновки. Развитие ассельского яруса на этой территории установлено в результате работ И. Ю. Лапкина и Г. Д. Киреевой в 1952 г., В. А. Банковского и Н. А. Редичкина в 1955 и 1959 гг. Несколько позже у г. Котельниково А. С. Прокопченко выявлены сакмарско-артинские отложения. Детальная характеристика нижнепермских образований района городов Белой Калитвы и Котельниково дана Н. В. Глушенко и др. (1964).

Результаты изучения татарских отложений юго-запада Волгоградской области описаны в трудах С. П. Рыкова (1956, 1958), В. М. Демина (1957, 1959). В. Е. Лацкова (1961) указала на то, что в северной части Волгоградского Правобережья ассельский ярус можно выделить из толщи сакмарских отложений на основе сопоставления с разрезами Саратовской области. Впоследствии это подтвердилось благодаря находкам швагерин, определенных О. Б. Кетат (Урусов, 1962б).

Совершенно недостаточно изучены красноцветные образования, развитые в пределах вала Карпинского и Маньчских прогибов, между складчатым палеозоем и мезозоем (нижней или средней юрой, реже нижним мелом). В пределах вала Карпинского красноцветы (залегające здесь в виде останцов) были охарактеризованы в работах ряда исследователей. Позже их изучали А. Я. Дубинский (1961) и Е. В. Мовшович (1964). Органические остатки в красноцветных породах не обнаружены, только в Западно-Маньчском прогибе выявлены бедные остатки триасовых харофитов. Поэтому исследователи определяют возраст красноцветов по-разному: от нижней перми (и даже верхнего карбона) до нижней—средней юры включительно. По-видимому, на разных участках распространены разновозрастные горизонты красноцветной толщи.

Новейшие данные по стратиграфии и литолого-палеогеографической характеристике пермских отложений описываемой территории приведены в работах А. В. Урусова, О. Б. Кетат и В. В. Кольцовой для Волгоградского Поволжья и Е. В. Мовшовича для Ростовской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР.

Воронежская антеклиза и Прикаспийская синеклиза

Нижний отдел

Нижнепермские отложения в области Воронежской антеклизы развиты сплошь в пределах Приволжской моноклинали, восточного склона Доно-Медведицкого вала, почти всей южной окраины Тормосинского прогиба и на всей площади Прикаспийской синеклизы.

Ассельский ярус

Северо-западный контур поля распространения ассельского яруса (см. рис. 30) является границей древних размывов. Юго-западный его контур совпадает большей частью с Главным Северным (Алмазно-Марьевским) надвигом Донбасса, но отходит от этого разрыва к северу, в пределах приподнятых участков междувдвиговой зоны, на которых ассельские породы размыты. В Прикаспийской синеклизе ассельский ярус, по-видимому, присутствует повсеместно, но пока нигде не вскрыт из-за большой глубины залегания. На дневную поверхность образования ассельского яруса нигде не выходят. Глыбы известняков, отмечавшиеся И. Ю. Лапкиным и Г. Д. Киреевой в балке

Дядиной к северу от г. Белой Калитвы, входят, как оказалось, в состав палеоценовой глыбово-брекчиевой толщи (агломерата).

Ассельский ярус представлен карбонатными породами; только в пределах западной части Тормосинского прогиба нижняя его часть сложена в значительной мере терригенными образованиями. Литоло-

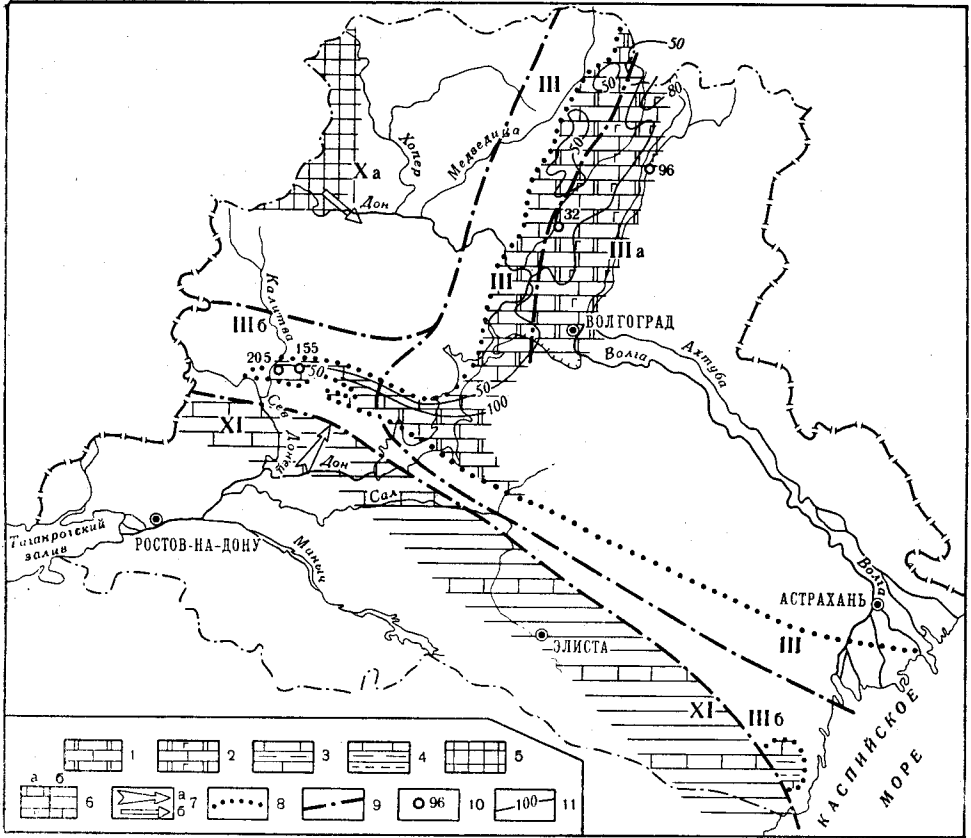


Рис. 30. Литолого-палеогеографическая карта ранней перми. Ассельский век

Литологические комплексы: 1 — известняки, доломиты, 2 — известняки, доломиты с включениями ангидритов, 3 — известняки, глины, 4 — глины, алевролиты, известняки; породы областей сноса: 5 — изверженные метаморфические и осадочные, 6 — осадочные обломочные, с прослоями карбонатных (а — частыми, б — редкими); 7 — направления сноса обломочного материала главные (а), второстепенные (б); границы: 8 — древних размывов, 9 — палеогеографических областей; 10 — местоположение разреза и мощность (м); 11 — изопакиты. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; IIIa — то же, временами с повышенной соленостью; IIIб — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; Ха — равнины низменные, переходящие в возвышенные; XI — возвышенные равнины

гически описываемый ярус почти не отличается от подстилающих его отложений верхнего карбона и поэтому проведение границы между ними базируется исключительно на микрофаунистических исследованиях (Редичкин, 1961; Урусов, 1962б; Урусов, Кетат, Кольцова, 1962).

По фораминиферам ассельские отложения разделяются на три биостратиграфические зоны. Средняя зона охарактеризована богатым фаунистическим комплексом повсеместно, нижняя — только в западной части Тормосинского прогиба. Верхняя зона во всех районах, а нижняя — в Волгоградском Поволжье или содержат бедный комплекс фауны, или вообще не охарактеризованы палеонтологически.

Поэтому в Волгоградском Поволжье расчленение ассельских образований на три зоны возможно лишь в отдельных разрезах.

Мощность ассельского яруса колеблется от нуля до 115 м в пределах Волгоградского Поволжья и достигает 270 м на юге западной части Тормосинского прогиба. Кровля яруса залегает ниже уровня моря на глубинах от 70—100 до 2200 м в Волгоградском Поволжье и от 130—150 до 850 м (по данным бурения) и более (по материалам сейсморазведки) на юго-востоке Северо-Донецкой зоны.

В западной части Тормосинского прогиба ассельский ярус перекрывает карбон согласно и без перерыва, как и в большинстве других районов Восточно-Европейской платформы и Предуралья. В Волгоградском Поволжье этот перерыв достоверно установлен только на восточном склоне Доно-Медведицкого вала и на некоторых структурах Приволжской моноклинали.

На большей части Приволжской моноклинали ассельские отложения залегают на оренбургском ярусе верхнего карбона без перерыва. Кратковременный перерыв зафиксирован на отдельных локальных структурах. На восточном склоне Доно-Медведицкого вала, а также в юго-западной части Приволжской моноклинали, отвечающей юго-восточному окончанию древнего Казанско-Калачевского выступа, ассельский ярус с перерывом залегает на разных горизонтах верхнего карбона.

По мнению А. В. Урусова и др. (1962, 1965), кратковременный перерыв в осадконакоплении на границе карбона и перми отмечается в Волгоградском Поволжье повсеместно, в том числе и на Приволжской моноклинали. Такое представление указанные авторы обосновывают колебаниями мощности оренбургского яруса, связываемыми с эрозионным размывом. Однако эти колебания могут быть обусловлены неравномерностью тектонического прогибания, различиями в скорости осадконакопления и уплотнения известняков и доломитов, а также другими геологическими процессами, которые не имели отношения к эрозионной деятельности. Кроме того, необходимо учитывать, что достоверность данных о величинах колебаний мощности оренбургского яруса невелика. Это связано с тем, что корреляция разрезов довольно однообразной карбонатной толщи производилась главным образом по каротажу и обычно не подкреплена изучением керна. По мнению В. Е. Лацковой, выпадение части слоев на границе карбона и перми обусловлено в ряде случаев дизъюнктивными нарушениями.

По керну пограничные слои карбона и перми детально описаны только для разреза Николаевской опорной скважины (Урусов и др., 1965; Яриков и др., 1965). В качестве доказательства перерыва на границе карбона и перми приводятся данные о прослое гравелита мощностью 0,4 м (интервал 2309—2313 м). Этот гравелит состоит из гравия (диаметром до 10 мм) известняков, содержащих фауну верхнего карбона и сцементированных темной зеленовато-серой и темно-серой глиной, которая в нижней части слоя резко преобладает над грубообломочным материалом. Ниже указанного гравелита расположены коричневато-серые органогенные известняки, частично доломитизированные и содержащие примесь магнезита. Известняки содержат комплекс верхнекаменноугольных фузулинид, определенных Г. П. Золотухиной.

Выше гравелита залегают микрозернистые доломиты (интервал 2294—2305 м) с плохо раскристаллизованными кремнистыми стяжениями. В доломитах встречен комплекс фузулинид *Daixina biconica* Raus., *D. robusta* Raus., *D. sacmarensis* Raus., *D. vozgalensis* Scherb., *D. ex gr. rugosa* Raus., *Pseudofusulina ex gr. gregaria*

Lee, *Triticites* ex gr. *volgensis* R a u s., *Tr.* ex gr. *schwageriniformis* R a u s., который, по мнению определившей эти формы О. Б. Кетат, почти идентичен комплексу фузулинид нижней зоны ассельского яруса Самарской Луки и других районов Восточно-Европейской платформы (Урусов, Кетат, Кольцова, 1962; Урусов и др., 1965).

Но, как известно, на Самарской Луке к этому комплексу фузулинид добавляются единичные швагеринины, отсутствующие в изучаемом районе. Это весьма существенно, так как указанный комплекс без швагерин встречается и в верхнем карбоне. К тому же на Самарской Луке гораздо меньше трицитов. Поэтому возможно, что доломиты, вскрытые в интервале 2294—2305 м, относятся еще к оренбургскому ярусу. В этом случае вышеописанный гравелит приурочен к внутриформационному перерыву в толще карбона.

Выше, в интервале 2291,8—2293,7 м, встречен еще один прослой гравелита (мощностью 0,15 м), аналогичного вышеописанному. Этот гравелит, по мнению А. В. Урусова и др., (1965), залегает на границе нижней и средней зон ассельского яруса. Однако выше гравелита, в интервале 2289,8—2291,8 м, фауна не обнаружена и только еще выше, начиная с глубины 2289,8 м, появляются массовые швагеринины, несомненно, приуроченные к ассельскому ярусу. Таким образом, и второй прослой гравелита совсем не обязательно залегает на границе нижней и средней зон ассельского яруса, а может располагаться еще внутри оренбургских отложений или внутри нижней зоны ассельского яруса.

Если бы один из вышеописанных прослоев гравелитов был действительно приурочен к границе карбона и перми, то и в этом случае он свидетельствовал бы только о переотложении обломков карбона в мелководном ассельском море, что доказывается незначительной мощностью данных прослоев и исключительно верхнекаменноугольным возрастом обломков.

В других разрезах Приволжской моноклинали граница карбона и перми охарактеризована керном гораздо хуже или совсем не охарактеризована. Учитывая все вышеизложенное, следует сделать вывод, что представление о повсеместном перерыве на границе карбона и перми в Волгоградском Поволжье требует более тщательного обоснования.

По данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и других (1965), ассельские отложения Волгоградского Поволжья представлены тонкозернистыми доломитами, органогенно-детритусовыми известняками и переходными разностями, причем к востоку количество доломитов возрастает до значительного преобладания над известняками. Окраска пород светлая, содержание нерастворимого остатка колеблется от 5 до 35%, увеличиваясь к западу. Местами на юге в нижней части толщи появляются прослой зеленовато-серых глин (мощностью 20—30 мм, реже до 0,1—0,15 м), иногда переходящих в алевролиты. Эпизодически встречаются гнезда ангидрита и доломита, причем в верхней части толщи их гораздо больше. Иногда наблюдаются включения соли, а в верхней части толщи примесь магнетита. Широко развиты следы эпигенетических процессов (перекристаллизации, раздоломичивания, выщелачивания и т. п.).

Наиболее изученные разрезы расположены вблизи поселков Красный Яр (скв. 154 и 144, интервалы соответственно 212—282 м и 594—639 м), Семеновки (скв. 2023 и 2028; интервалы 588—617 м и 587—633 м), Николаевского (опорная скв. 2; интервал 2222—2318 м), Саломатино (скв. 64, интервал 1087—1152 м и скв. 35 Романовская, интервал 1085—1113 м), Быково (скв. 1 Александровско-Кисловская,

интервал 2863—2976 м) и Ольховки (скв. 367 Ольховская, интервал 473—506 м).

Как указывалось выше, нижняя зона ассельского яруса палеонтологически охарактеризована слабо, так как содержит лишь виды родов *Daixina*, *Triticites*, *Rugosofusulina*, свойственные верхнему карбону. Только в единичных случаях на севере Волгоградской области (Неткачевская, Саломатинская площади) и к ним присоединяются редкие *Schwagerina scherbovichi* Dobr., *Sch. busulukensis* Dobr. (определения О. Б. Кетат), а также новые виды дайксин и тритицитов, появляющихся, по мнению С. В. Доброхотовой, в нижней зоне ассельского яруса. Нередко в этой части разреза фауну вообще не удавалось обнаружить. К востоку от г. Калача-на-Дону в низах яруса обнаружен трилобит *Phyllipsia* sp.

Средняя зона содержит наиболее богатый комплекс фораминифер. Здесь обнаружены: *Daixina rugosa* Raus., *D. ossinovkensis* Scherb., *D. biconica* Rosov., *D. ex gr. rara* Rosov., *Pseudofusulina krotovi* (Schellw.), *P. krotovi* (Schellw.) var. *nux* Raus., *P. krotovi* (Schellw.) var. *sphaerica* Raus., *P. paragregaria* Raus., *P. ex gr. tschernyshewi* Schellw., *P. ex gr. fecunda* Scham. et Scherb., *P. gregaria* Lee, *P. fecunda* var. *suleimanovi* Scham. et Scherb., *P. ex gr. declinata* Korzh., *P. ex gr. differta* Lee, *Schwagerina pavlovi* Raus. et Scherb., *Sch. schamovi* Raus. et Scherb., *Sch. ex gr. mölleri* Raus., *Sch. cf. kumajica* Raus. et Scherb., *Pseudoschwagerina primigena* Raus. et Scherb., *Ps. ex gr. truncata* Raus. et Scherb., *Ps. uddeni* Beed. et Knik. var. *russiensis* Raus. et Scherb., *Ps. muongthensis* Deprat var. *rossica* Raus. et Scherb., *Ps. beedei* Dunb. et Skin., *Paraschwagerina mukhamedjarovica* Raus., *Rugosofusulina serrata* Raus., *R. ex gr. pulchella* Raus., *R. prisca* (Ehr. et Moell.), *Globivalvulina* sp., *Tetrataxis* sp., *Palaeotextularia tenuiseptata* Mor., *Climacammina major* Mor., *Nodosaria* sp., *Endothyra* sp. и др. (определения О. Б. Кетат).

На юго-западной окраине западной прибортовой полосы Прикаспийской синеклизы вскрыты органогенные и обломочные известняки мощностью около 100 м. По данным А. В. Урусова и других, они содержат комплекс фораминифер нижней и средней зон ассельского яруса и состоят из продуктов разрушения рифов.

Толща, соответствующая верхней зоне, в большинстве разрезов не охарактеризована фауной и отнесена к ассельскому ярусу потому, что она литологически сходна с подстилающими породами, которые содержат ассельскую фауну. У пос. Красный Яр в этой толще установлены ассельские фузулиниды *Daixina ossinovkensis* Scherb., *D. biconica* Scherb., *Triticites* sp. sp., *Pseudofusulina* ex gr. *paramoelleri* Raus. (определения О. Б. Кетат). Самые верхние слои ассельского яруса содержат вблизи с. Саломатино следующую фауну: *Pseudoendothyra* sp., *Tetrataxis hemisphaerica* Mor., *Globivalvulina bulloides* Brady, *Glomospira* (?) *compressa* Lip., *Tolypammina* (?) *communis* Lip., *T. kusjarkulensis* Lip. (определения О. Б. Кетат). Приведенные комплексы фузулинид позволяют параллелизовать ассельский ярус Волгоградского Поволжья с одновозрастными образованиями Саратовского Поволжья.

На юге западной части Тормосинского прогиба ассельские отложения распространены в пределах полосы субширотного простирания шириной до 15—20 км, ограниченной с юга Главным Северным надвигом Донбасса. Западная граница этой полосы проходит в междуречье Глубокой, Калитвы и Северного Донца. Наиболее изученные разрезы

расположены севернее поселков Горняцкого и Тащинского (Скосырская, Литвиновская, Северо-Белянская разведочные площади).

Ассельский ярус западной части Тормосинского прогиба четко разделяется на карбонатно-терригенную (нижнюю) и карбонатную (верхнюю) толщи (Банковский, Редичкин, 1955, 1959; Редичкин, 1961). Карбонатно-терригенная толща, которая названа И. Ю. Лапкиным калитвенской свитой*, состоит из аргиллитов (составляющих в среднем от 48 до 65% мощности всего разреза)** с прослоями алевролитов (20—32%), известняков (11—17%) и песчаников (6—15%). Эта толща почти ничем не отличается по литологическому составу от верхнего карбона. Очень редко встречаются маломощные прослои гравелитов и кучерявчиков. Изменения содержаний различных пород в разрезах толщи с юга на север показаны в табл. 26.

Таблица 26.

Содержание пород в разрезах калитвенской свиты (в %)

| Профиль | Номер скважины | Мощность свиты, м | Известняки | Аргиллиты | Алевролиты | Песчаники |
|----------------|----------------|-------------------|------------|-----------|------------|-----------|
| Запад- ный | 3026 | 149 | 17,0 | 59,0 | 20,0 | 4,0 |
| | 3027 | 130 | 15,5 | 30,8 | 31,8 | 21,9 |
| | 3028 | 127 | 13,0 | 21,0 | 53,0 | 13,0 |
| | 1823 | 112 | 14,0 | 52,5 | 22,0 | 11,5 |
| | 113 | 80 | 19,0 | 63,0 | 16,0 | 2,0 |
| Восточ- ный | 2652 | 130 | 12,0 | 52,5 | 30,0 | 5,5 |
| | 2417 | 121 | 13,5 | 47,5 | 32,5 | 6,5 |
| | 2323 | 119 | 11,0 | 55,0 | 23,0 | 11,0 |
| | 2809 | 110 | 16,0 | 30,0 | 33,0 | 21,0 |
| | 3019 | 98 | 14,0 | 57,0 | 20,0 | 9,0 |
| | 2305 | 93 | 20,0 | 28,0 | 48,0 | 4,0 |
| | 3029 | 95 | 20,5 | 57,5 | 19,5 | 2,5 |
| | 3030 | 81 | 16,0 | 65,0 | 4,0 | 15,0 |

Окраска пород темно-серая (иногда зеленоватая, нередко красно-бурая) с сиреневыми, желтыми, коричневыми пятнами и прослоями, особенно в верхней части. Известняки образуют 8—13 пластов мощностью от 0,2—0,7 до 2,7—2,9 м (обычно 1,0—1,5 м). Количество пластов известняков увеличивается к югу. Породы чередуются ритмично, при этом регрессивные части ритмов резко сокращены.

Карбонатно-терригенная толща содержит богатый комплекс фауны нижней зоны ассельского яруса (Редичкин, 1961; Глушенко и др., 1964). Н. В. Глушенко и В. К. Иванов (1964) считают, что эта толща включает также среднюю зону данного яруса.

Из фораминифер Н. А. Редичкиным (1961) определены *Schwagerina fusiformis* Krot., *Sch. vulgaris* Scherb., *Sch. borealis* Scherb., *Pseudoschwagerina beedei* Dunb. et Skin., *Ps. cf. tumidiformis* M.-Mc., *Ps. cf. mounghensis* Depg., *Rugosofusulina stabilis* var. *longa* (Raus.), *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. paragregaria* (Raus.), *Ps.*

* Для карбонатно-терригенной толщи ранее было предложено другое название — «белокалитвенская свита» («Решения совещания по схемам палеозоя Русской платформы ...», 1965), но оно неудачно, так как уже было использовано для среднего карбона (Стратиграфический словарь, 1956).

** Здесь и ниже указаны величины суммарных мощностей определенных пород, в процентах от мощностей всего разреза.

cf. *krotowi* Schellw., *Ps. fecunda* Scham. et Scherb., *Quasifusulina karawanensis* M.-Mc., *Climacammina gigas* Sul., *Nodosaria longissima* Sul., а также большое количество тритицитов, квазифузулин, ругозофузулин, толипаммин, параштаффелл и других видов, унаследованных от верхнего карбона. Из кораллов Н. П. Василюк определены *Caninia* ex gr. *ruprechti* Stuck., *Caninophyllum* aff. *kokscharowi* (Stuck.). Брахиоподы представлены *Productus (Marginifera) timanica* Tschern., *P. (M.) tipica* Waag., *P. (M.) pussila* Schellw., *P. (Avonia) echidniformis* Grab. et Chao, *P. (Echinoconchus) konincki* Vern., *P. (Buxtonia) jurasanensis* Tschern., *P. neoinflatus* Lich., *P. (Dictyoclostus) leptayi* (Vern.), *P. (D.) donetzianus* Lich., *Derboia crassa* Meek et Hayd., *Meekella eximia* (Eichw.), *Chonetes carboniferus* Keys., *Martinia parvula* Tschern., *Crurithyris planconvexa* (Shum.), *Lingula* sp., *Orthotetina* sp. (определения Н. В. Глушенко).

Фаунистический комплекс калитвенской свиты включает также остатки мшанок (Trepodomata и Cryptostomata). Среди пелеципод описываемой свиты обнаружены *Schizodus wheeleri* Swall., *Sch. rossicus* Vern., *Sch. sp. indet.*, *Cyrtodontarca bakemelloides* Jak., *Myalina* sp. indet., *Pleurophorus* sp. (определения П. Л. Шульга). Отмечались также остатки гастропод.

Из остракод В. К. Ивановым выявлены *Paraparchites humerosus* Ulr. et Bass., *P. ornatus* Delo, *P. armstrongianus* (Jon. et Kir.), *P. okeni* (Münst.), *Primitia edicta* sp. nov., *Hollinella radiata* (Jon. et Kir.), *H. paula* sp. nov., *Cavellina pulchella* Cor., *Healdia simplex* Royn dy, *Bairdia grandis* Jon. et Kir., *B. reussiana* Kirkby, *B. beedei* Ulr. et Bass., *Bairdiacypris subelongata* Jon. et Kir., *Polycope perminutus* (Kell.). Встречены также остатки конодонтов (*Holmsella triangularis* Harl.), членики криноидей, иглы и таблички морских ежей, зубы и чешуя рыб, остатки водорослей. А. К. Щеголев определил редкие отпечатки наземных растений *Pecopteris potoniei* Nemejc., *P. arborescens* (Schloth.), *Pecopteris* sp., а Б. Г. Подоба изучил спорово-пыльцевой комплекс.

Мощность калитвенской свиты колеблется от 74 до 149 м, увеличиваясь к югу. По мнению И. Ю. Лапкина, Н. А. Редичкина и др. («Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г.», 1965), калитвенская свита Тормосинского прогиба параллелизуется с картамышской* свитой Бахмутской котловины. Г. Д. Киреева считает, что калитвенская свита соответствует только верхней части картамышской свиты.

Карбонатная толща, которая названа И. Ю. Лапкиным скосырской свитой, состоит из ритмично переслаивающихся органогенно-детритусовых известняков, тонкозернистых доломитизированных известняков, подчиненных прослоев доломитов и очень редких прослоев аргиллитов, алевролитов, песчаников (суммарная мощность терригенных пород не превышает 3—6% мощности всей толщи, изредка достигая 7—10%).

Изменения содержания различных пород в разрезах толщи с юга на север показаны в табл. 27.

Окраска карбонатных пород описываемой толщи светло-серая и белая, местами розовато-коричневая, красноватая, желтоватая, лиловая, а цвета терригенных пород в общем такие же, как и в карбонатно-терригенной толще, но преобладают пестрые сочетания.

* Ранее именовалась свитой медистых песчаников, или клиновской.

Таблица 27

Литологический состав скоырской свиты (в %)

| Профиль | Номер скважины | Мощность свиты, м | Известняк | Аргиллит | Алевролит | Песчаник |
|----------------|----------------|-------------------|-----------|----------|-----------|----------|
| Запад- ный | 3026 | 112,65 | 94,7 | 4,3 | — | 1,0 |
| | 3027 | 117,40 | 94,0 | 6,0 | — | — |
| | 3028 | 75,5 | 95,0 | 5,0 | — | — |
| | 1823 | 83 | 96,6 | 3,4 | — | — |
| | 113 | — | — | — | — | — |
| Восточ- ный | 2652 | 148 | 89,0 | 2,0 | 6,0 | 3,0 |
| | 2417 | 134 | 97,2 | 2,8 | — | — |
| | 2323 | 144 | 95,5 | 1,5 | 1,8 | 1,2 |
| | 2809 | 102 | 95,0 | — | 5,0 | — |
| | 3019 | 90 | 93,5 | 2,0 | 3,5 | 1,0 |
| | 2305 | 61 | 96,5 | 3,5 | — | — |
| | 3029 | 61 | 98,5 | 0,5 | 1,0 | — |
| | 3030 | 13 | 100,0 | — | — | — |

Переход от карбонатно-терригенной к карбонатной толще происходит на очень коротком расстоянии; сначала появляются все более мощные пласты известняка, которые выше сближаются, образуя единую толщу. Вверх по разрезу карбонатной толщи усиливается доломитизация, быстро уменьшается количество фаунистических остатков, а в верхах толщи появляются единичные прослои гипса.

Карбонатная толща содержит богатый комплекс фауны средней зоны и бедный комплекс верхней зоны ассельского яруса (Редичкин, 1961; Глушенко и др., 1964). Наиболее богатая и разнообразная фауна приурочена к нижним 10—13 м данной толщи. По мнению Н. В. Глушенко и В. К. Иванова (1964), придерживающихся первоначальной схемы расчленения ассельского яруса (разработанной В. А. Банковским и Н. А. Редичкиным в 1955 г.), эта часть толщи венчает разрез средней зоны яруса. Однако такая точка зрения обоснована недостаточно; более убедительно расчленение карбонатной толщи, предложенное Н. А. Редичкиным (1961), на основании изучения фораминифер. Согласно этому расчленению, к средней зоне относятся нижние 80—88 м скоырской свиты, а к верхней зоне верхние 30—56 м карбонатной толщи. Необходимо учитывать, что верхи карбонатной толщи повсеместно размыты в рассматриваемом районе.

Средняя зона ассельского яруса содержит комплекс фораминифер, определенных Н. А. Редичкиным (1961): *Schwagerina moelleri* Raus., *Sch. sphaerica* Scherb., *Sch. sphaerica* var. *gigas* Scherb., *Sch. fusiformis* Krot., *Sch. vulgaris* Scherb., *Sch. borealis* Scherb., *Paraschwagerina* ex gr. *fusulinoides* (Schellw.), *P. cf. primaeva* Raus., *P. ishimbajica* Raus., *Pseudoschwagerina beedei* Dunb. et Skin., *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. paragregaria* Raus., *Ps. cf. krotowi* Schellw., *Ps. fecunda* Sham. et Scherb., *Ps. rhomboides* Sham. et Scherb., *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. uralica* var. *sphaerica* Bel., *Ps. portentosa* Sham., *Rugosofusulina stabilis* Raus., *R. kalitvensis* Red. sp. nov., *R. paralatorialis* Sul., *R. serrata* Raus., *Quasifusulina cayeuxi* Dep rat., *Nodosaria longissima* Sul., а также много квазифузулин, ругозофузулин, толипаммин, параштаффелл и других видов, переходящих из более древних слоев.

Кроме того, С. А. Семиной здесь определены *Schwagerina constans* Raus. et Scherb.; *Sch. shamovi* Scherb., *Schw.* sp. nov. ex gr. *ellipsoidalis* Raus., *Sch. sphaerica* var. *socensis* Scherb., *Paraschwagerina* sp. ex gr. *allernans* (Scherb.), *P. cf. schwageriniformis* Raus. et Scherb., *P. acuminata* var. *walensis* Raus., *Pseudoschwagerina* cf. *multispira* (Thomps. et Hazzard.), *Pseudofusulina lutuginiformis* var. *pointeli* Raus., *Ps. parafecunda* Sham. et Scherb., *Ps. paragregaria* Raus. var. *ascendens* Raus., *Ps. gregaria* var. *schustovens* Scherb., *Ps. kireevae* Scherb., *Ps. pseudoanderderssoni* Sem. sp. nov., *Ps. fecunda* var. *suleimanovi* Sham. et Scherb., *Parafusulina?* *pseudojaponica* Dutk., *P.?* *leei* Bensch. и др.

Фауна брахиопод состоит, по определениям Н. В. Глушенко, из *Urushtenia pseudomedusa* (Tschern.), *Wellerella granum* (Tschern.), *W. priva* Glush. sp. nov., *Camarophoria semiplicata* Gemm., *C.* ex gr. *mutabilis* Tschern., *Crurithyris planoconvexa* (Shum.), *Phriodothyris asiatica* (Chao), *Gallispirina fastigata* (Schellw.), *C. cf. ornata* (Waag.), *Martinia parvula* Tschern., *Athyris planosulcata* Phill., *Notothyris mediterranea* Gemm., *N. jacovlevi* Glush. sp. nov., *Dielasma elongatum* (Schl.), *Composita* sp. Встречаются также кораллы, мшанки, гастроподы, единичные пеллециподы и головоногие.

В. К. Ивановым здесь определены остракоды *Paraparchites okeni* (Münst.), *Hollinella radiata* (Jon. et Kir.), *Kirkbya* sp., *Coronakirkbya vimen* sp. nov., *Amphissites* aff. *umbonatus* (Eichw.), *Cypridella nasuta* Gleb., *Polycope perminatus* (Kell.), *Cavellina pulchella* Cor., *Healdia simplex* Roundy, *Microchelinella inflata* Kell., *Bairdia reussiana* Kirkby, *B. grandis* Jon. et Kir., *B. beedei* Ulr. et Rass., *B. revixis* sp. nov., *Cryptobairdia chasae* (Kell.), *Acratia* sp., *Coryellites enodata* sp. nov., *Bairdiacypris subelongata* (Jon. et Kir.), *Basslerella rostrata* (Knight.), *B. pseudoinflata* sp. nov., *B. obesa* Kell., *Haworthina firma* (Kell.), *H.* aff. *bulleta* (Harr. et Lal.), *Omina pyramidalis* gen. et sp. nov., *Roundyella simplicissima* (Knight.), *Roudyella* sp., *Kellettella ulrichi* (Roth. et Skinn.), *Philipsia (Griffithides)* cf. *eichwaldi* Fisch.

Кроме того, в разрезе средней зоны встречаются членики криноидей. Известняки в основании разреза местами сложены водорослями *Dvinella*, а иногда содержат много *Schamovella*.

Верхняя зона палеонтологически охарактеризована слабо. В ней обнаружен сравнительно бедный и плохой сохранности комплекс фораминифер: *Schwagerina sphaerica* var. *gigas* Scherb., *Pseudofusulina paramoelleri* Raus., *Ps. cf. paragregaria* Raus., *Ps. sulcata* Korzh., *Rugosofusulina* sp., *Schubertella sphaerica* Sul., *Parastaffella leei* Dutk., *P.* aff. *bradyi* (Moell.), *P. pseudosphaeroidea* (Dutk.), *P. cf. dutkevichi* Raus., *Parastaffella* sp. (определения Н. А. Редичкина). Встречаются также брахиоподы, пеллециподы, гастроподы, остракоды и водоросли, за исключением последних, остатков флоры в карбонатной толще не найдено.

Мощность скосырской свиты в западной части Преддонбасского прогиба колеблется от нуля до 144 м, увеличиваясь к югу. Резкие изменения мощности обусловлены последующими денудационными процессами.

По фораминиферам ассельский ярус Тормосинского прогиба хорошо сопоставляется с одновозрастными отложениями Волгоградского Поволжья, а также с другими районами Восточно-Европейской платформы и Предуралья. По мнению Г. Д. Киреевой и В. П. Ступакова (1959), нижняя часть скосырской свиты, соответствующая средней зоне описываемого яруса, должна параллелизоваться с никитов-

ской* свитой Бахмутской котловины. Принимая в основном такое сопоставление, И. Ю. Лапкин параллелизует верхнюю часть скосырской свиты с нижней частью славянской свиты** (по Г. Д. Киреевой, вся славянская свита относится еще к средней зоне ассельского яруса). В то же время И. Ю. Лапкин (1961, 1964) считает, что самые верхние слои никитовской свиты соответствуют верхней зоне ассельского яруса.

Ассельские отложения распространены также в восточной части Тормосинского прогиба. Из-за большой глубины залегания они вскрыты здесь лишь несколькими скважинами. В скв. 69, приуроченной к межнадвиговой зоне (южнее г. Морозовска), под верхним мелом в интервале 368—433 м залегает карбонатная толща с фораминиферами *Schwagerina* sp., *Sch. sphaerica* Scherb., *Schubertella* sp., *Parastaffella* sp., *P. bradyi* (Moell.), *P. leei* (Dutk.), *Pseudofusulina* sp. (определения Н. А. Редичкина).

Скважина 101, расположенная к северо-востоку от г. Котельниково, вскрыла самые верхние слои ассельского яруса, переходящие в тастубский горизонт сакмарского яруса. Здесь в интервале 470—485 м залегают светло-серые мелко- и микрозернистые известняки, перекристаллизованные и доломитизированные. В них установлены фораминиферы *Schwagerina* sp., *Sch. aff. vulgaris* (Krot.), *Sch. moelleri* Raus., *Rugosofusulina* ex gr. *paralatorialis* Sul., *Pseudofusulina* ex gr. *moelleri* Raus., *Ps. paramoelleri* Raus., *Pseudofusulina* sp., *Tetrataxis lata* Mor., *T. aff. hemisphaerica* var. *elongata* Mor., *T. conica* Ehrenb., *Nodosaria grandis* Lip. (определения П. Н. Ревкова, Н. А. Редичкина и С. А. Семиной).

Ассельские отложения Волгоградского Поволжья представляют собой мелководные осадки засолившегося морского бассейна. На это указывают значительное развитие доломитов (сингенетических или раннедиагенетических) и примесь магнезита в верхах яруса. Кроме того, сопоставление с разновозрастными образованиями смежных районов Восточно-Европейской платформы, для которых аналогичная обстановка седиментации уже установлена (с некоторыми из них сходны ассельские отложения Волгоградского Поволжья; Урусов и др., 1965), также подтверждает высказанное представление об условиях осадконакопления.

В Тормосинском прогибе в начале ассельского века существовала та же обстановка седиментации, что и в карбоне: чередование нормального мелкого моря, прибрежного мелководья и, возможно, аллювиальных равнин. Область сноса, как и в карбоне, находилась далеко на юго-западе. В начале среднеассельского времени отлагались известняки с богатой стеногалинной фауной, видовой состав которой указывает на связь ассельского моря с морями бассейна Восточно-Европейской платформы, Предуральского краевого прогиба, а также Ферганы и Дарваза (Редичкин, 1961). Таким образом, морской бассейн в это время имел явно трансгрессивный характер. Несмотря на это в результате начавшегося в Донбассе роста антиклинальных структур (Лапкин, 1961; Лейе, Борисенко, 1965) южная граница моря отступила к северу, а снос терригенного материала сильно сократился, что и обусловило резкое усиление карбонатного осадконакопления.

По мнению А. В. Урусова и других, на крайнем юго-западе Прикаспийской синеклизы в пределах северного склона предполагаемого Тормосинского краевого прогиба были развиты ассельские рифы, что указывает на некомпенсированное прогибание синеклизы. По-видимому,

* Ранее называлась известняково-доломитовой или покровской свитой.

** Ранее назывались соленосной, брянцевской или артемовской.

для такого утверждения в настоящее время данных еще недостаточно.

Осадки, залегающие выше указанных среднеассельских известняков с богатой фауной, судя по их составу, несомненно являются регрессивными. В позднеассельское время отдельные части бассейна изолируются от моря, покрывавшего восточную часть Восточно-Европейской платформы. Одновременно в течение ассельского века и особенно в конце его усиливается аридизация климата, начавшаяся в позднекаменноугольную эпоху. Именно с этими процессами связано увеличение доломитизации карбонатных пород вверх по разрезу от карбона к сакмарскому ярусу, появление прослоев сульфатных пород, а в Бахмутской котловине даже накопление мощных пластов каменных солей.

Распределение фациальных зон и черты палеогеографии ассельского века показаны на рис. 30. Отложения ассельского яруса в целом можно отнести к известняково-доломитовой формации внутриконтинентального бассейна.

Сакмарский и артинский ярусы

На рассматриваемой территории сакмарский и артинский ярусы не разделяются или разграничиваются условно из-за отсутствия или бедности органических остатков, хотя нет сомнений в наличии здесь отложений того и другого яруса. В настоящей работе они рассматриваются совместно. К сакмарско-артинским образованиям отнесен комплекс пород, залегающий между фаунистически охарактеризованными ассельскими отложениями и соленосными толщами кунгура.

Северо-западный контур поля распространения сакмарско-артинских пород (см. рис. 28) расположен восточнее аналогичного контура ассельского яруса. На юго-западе сакмарско-артинские отложения занимают, вероятно, очень небольшую площадь на юго-восточной окраине Тормосинского прогиба. Юго-западная граница их распространения совпадает с Главным северным (Алмазно-Марьевским) надвигом Донбасса и его юго-восточным продолжением. Предполагается, что в Прикаспийской синеклизе рассматриваемые отложения, подстилающие на больших глубинах кунгурскую соленосную толщу, распространены повсеместно. Однако скважинами они вскрыты только у западной и южной окраин синеклизы в прибортовой зоне.

Сакмарско-артинские образования представлены карбонатно-сульфатным комплексом пород в Волгоградском Поволжье и терригенным комплексом в зоне Астраханских поднятий. Нижняя граница этих отложений вскрыта только в Волгоградском Поволжье. На юго-восточном склоне Воронежской антеклизы, в пределах Приволжской моноклинали и части восточного склона Доно-Медведицкого вала, они залегают с перерывом на породах ассельского возраста (Лацкова, 1961; Урусов, 1962а; Урусов, Кетат, Кольцова, 1962). Перерыв был кратковременным, а амплитуда размыва, по мнению А. В. Урусова и др. (1965), уменьшается к востоку. Судя по данным Г. Ф. Ульмишека и др. (1963), этот перерыв отсутствует северо-восточнее, в смежных областях Восточно-Европейской платформы, и появляется вновь только в Саратовском Поволжье. Видимо, он характерен лишь для краевых частей бассейна. Наличие перерыва подтверждается данными об усилении эпигенетических процессов (выщелачивания, перекристаллизации и т. п.) вверх по разрезу ассельского яруса. Об этом свидетельствует, в частности, приуроченность к верхней части яруса зон интенсивного поглощения бурового раствора в скважинах (наличие указанных зон, видимо, связано с выщелачиванием в эпоху перерыва).

Литологически граница ассельского и сакмарского ярусов выражена сменой известняково-доломитовых верхнеассельских пород ангидрито-доломитовыми или ангидритовыми сакмарскими отложениями. Иногда к этой границе приурочены брекчиевидные образования. Наиболее изученные разрезы находятся в районах поселков Красный Яр (скв. 148, 159 и 193, глубины соответственно 198—215, 490—520 и 499—546 м), Николаевского (опорная скв. 2, глубина 2077—2222 м), г. Камышина (скв. 20, глубина 1147—1256 м), пос. Ольховки (скв. 356, глубина 790—824 м) и Горной Пролейки (скв. 16, 774—825 м).

Сакмарско-артинские отложения Волгоградского Поволжья, по данным А. В. Урусова и других (Урусов, Кетат, Кольцова, 1962; Урусов и др., 1965), представляют собой тонкослоистую карбонатно-сульфатную толщу. Количество и мощность доломитовых прослоев уменьшаются вверх по разрезу, так что в верхней части толщи резко преобладают ангидриты. Кроме того, карбонатные породы замещаются сульфатными в восточном направлении.

Карбонатно-сульфатная толща сложена ангидритами и доломитами с прослоями известняков (на западе) и гипсов (на востоке). Эти породы тонко переслаиваются, характерны пятнистые, линейноволнисто-и косослоистые причудливые текстуры. Мощность отдельных прослоев колеблется от долей миллиметра до 3—5 мм. Окраска пород серая, светло-серая, реже коричневая. Доломиты микрозернистые. Ангидриты мелкозернистые и разнозернистые, местами с примесью магнезита.

В верхней части, отвечающей, видимо, артинскому ярусу, толща почти полностью сложена ангидритами голубовато-серыми (до голубых), мономинеральными, крупнозернистыми, массивными, с радиальнолучистыми стяжениями породообразующего минерала, местами с неправильными магнезито-доломитовыми включениями, а в нижней части — с редкими тонкими прослойками доломита.

На северо-западе Волгоградского Поволжья, в районе пос. Красный Яр нижняя часть толщи сложена лишь карбонатными породами. Это светло- и темно-серые, зеленовато-серые или светло-коричневые известняки, тонкозернистые, массивные и неяснослоистые (слоистость обусловлена неравномерным распределением глинистой примеси), иногда детритусовые. Встречаются прослои онколитовых и оолитовых известняков, реже — доломитов.

В основании сакмарско-артинской толщи в разрезе Николаевской опорной скв. 2 залегает пачка доломитов серых и светло-серых, а иногда темно-серых. Доломиты микро- и криптозернистые, местами детритусовые, массивные, тонкослоистые (слоистость обусловлена прослоями мощностью до 1 см, состоящими из глинистых и ангидритовых включений). В кровле пачки встречен слой магнезита с примесью доломита. В нижней части этой пачки (интервал 2174—2216 м) обнаружены мелкие фораминиферы *Glomospira* sp., *G. duplicata* Lip., *G. communis* Lip., *G. pseudoseptata* Lip., *G. elegans* Lip., *Tolypamina* sp., *Globivalvulina* sp. (определения О. Б. Кетат), а также остатки мшанок, брахиопод, пластинчатожаберных и остракод. Допущена правильность отнесения этой пачки к гастубскому горизонту (Урусов и др., 1965), необходимо отметить, однако, что на юге Саратовской области аналогичные доломиты с остатками мелких фораминифер отнесены В. Е. Лацковой (1961) к ассельскому ярусу.

Сакмарско-артинские карбонатные отложения, соответствующие, по устному сообщению О. Б. Кетат, верхам гастубского горизонта и, возможно, стерлитамакскому горизонту сакмарского яруса, охарактеризованы фауной мелких фораминифер (в районах поселков Красный Яр и Ольховки): *Geinitzina uralica* Sul., *G. ex gr. magna* Lip., *G. ex*

gr. *spandeli* Tscherd., *Globivalvulina bulloides* Brady, *Gl. aff. spiralis* Mor., *Gl. ex gr. vulgaris* Mor., *Nodosaria* sp., *N. schikhanica* Lip., *N. longissima* Sul., *Nodosaria* ex gr. *postkarbonica* Tscherd., *Dentalina* sp., *D. ex gr. bradyi* Spand., *Tetrataxis* sp., *T. nana* Mor., *Palaeotextularia* sp. и др. (определения О. Б. Кетат). Кроме того, здесь встречены обломки брахиопод и неопределимых одиночных кораллов. На остальной части Волгоградского правобережья фаунистические остатки в сакмарско-артинских отложениях не встречены.

В центральной (скв. 31 Романовская, интервал 686—704 м) и южной (скв. 705 и 706 Родионовские, глубины соответственно 916—922 и 738—743 м) частях Приволжской моноклинали к верхним слоям сакмарско-артинских карбонатно-сульфатных отложений приурочены спорово-пыльцевые комплексы (определения В. П. Синегуб), характерные для артинских образований Предуралья. В этих комплексах преобладает пыльца неопределенного систематического положения из группы *Azonialetes* (до 25%), а также пыльца разнообразных хвойных (до 30—60%), кордаитов (до 11—35%), ребристая пыльца из группы *Vittatina* (до 18—38%). Встречено небольшое количественное спор (0—14%) хвощей, каламитов и папоротников. Группа *Azonialetes* представлена следующими формами: *A. (Rigidella) bulbiferus* (Lub.) Sam., *A. pastillus* Sam., *A. (Tenuella) levis* (Lub.) Sam. По данным А. А. Любер, С. Р. Самойлович, В. С. Малявкиной и Е. Ф. Шаткинской, указанные формы характерны для артинских отложений.

По мнению О. Б. Кетат (устное сообщение), карбонатно-сульфатные образования, из которых в основном состоят описываемые сакмарско-артинские отложения, относятся к артинскому ярусу, а, возможно, также и к стерлитамакскому горизонту сакмарского яруса. Мощность сакмарско-артинских отложений Волгоградского Поволжья изменяется от 0—50 м на западе до 100—155 м на востоке. Глубина кровли их колеблется от 50—350 м ниже уровня моря на западе до 1000—2650 м на востоке.

Литологически сакмарско-артинские карбонатно-сульфатные отложения описываемого района сравнительно хорошо увязываются с разновозрастными образованиями Саратовского Поволжья, в которых в последнее время установлены артинские спорово-пыльцевые спектры (устное сообщение О. Б. Кетат). Однако по мнению А. В. Урусова, самые верхние слои сакмарско-артинских отложений Саратовского Поволжья на самом деле относятся к кунгурскому ярусу, так как они хорошо сопоставляются по электрокаротажу и литологическому составу с кунгурскими образованиями севера Волгоградской области.

Сакмарско-артинские отложения, близкие к вышеописанным, известны в юго-восточной части Тормосинского прогиба, где они вскрыты скважинами 104 и 107 (соответственно в интервалах 454—588 и 419—607 м) у г. Котельниково под красноцветами татарского (?) яруса. По предложению И. Ю. Лапкина, указанные отложения названы котельниковской свитой. Полная мощность ее не установлена, но превышает 320 м. Нижняя часть котельниковской свиты не изучена; известно только, что в основании ее залегает пачка «немых» доломитов и доломитизированных известняков, вскрытых скв. 101 (глубина 417—470 м). Эта пачка залегает без видимых следов несогласия над доломитизированными известняками с фауной верхней зоны ассельского яруса и поэтому может относиться еще к данному ярусу.

Верхняя, бо́льшая, часть свиты сложена доломитами (50—55%) с подчиненными пластинами гипсов (25—30%), реже известняков (до 22%) и брекчий (до 10%), а также с единичными прослоями аргиллитов. Доломиты котельниковской свиты образуют пласты мощностью от

0,6 до 45 м и имеют светло-серую, розовато-, кремово- и голубовато-серую, реже коричневатую и лиловатую окраску. Доломиты мелкозернистые и скрытокристаллические, глинистые, массивные или слоистые, нередко брекчированные.

Гипсы светло-серые, серые, розоватые, разнозернистые (в основном мелкозернистые и скрытокристаллические), с порфиробластами гипса темно- и розовато-серого цвета, полупрозрачного, крупнокристаллического. Мощность пластов изменяется от 0,7—2,4 до 14—23 м. Гипс содержит неравномерно распределенную примесь глинистого материала, а местами — обломки известняков, доломитов и аргиллитов. Текстура гипсов массивная, брекчиевидная и тонкослоистая. Последняя обусловлена чередованием слоев розоватых известняков, доломитов и темных аргиллитов мощностью до 5—7 мм.

Известняки (мощностью от 0,1 до 14 м) светло-серые до белых, нередко коричневатые, доломитизированные, мелкозернистые и скрытокристаллические. Брекчии (мощностью от 0,3 до 4,9 м) имеют серую, розовато- и коричневатую-серую, красно-бурую, а иногда темно-серую окраску. Они состоят из обломков (размером 0,05—0,15 м) гипсов, доломитов, реже бурых песчаников, зеленовато-серых и бурых глин, цементированных гипсом и красно-бурым известковисто-мелкопесчаным материалом.

Остатки организмов представлены в котельниковской свите только спорово-пыльцевым комплексом, обнаруженным Б. Г. Подобой (Глушенко и др., 1964) в верхней части свиты (скв. 107, интервал 458—467 м) и близким к спектру верхов нижней перми Бахмутской котловины. Г. Д. Киреева и В. П. Ступаков (1959), а также И. Ю. Лапкин (1961) сопоставляют котельниковскую свиту с сакмарскими отложениями. При этом И. Ю. Лапкин параллелизует котельниковскую свиту также с верхней частью славянской свиты и с краматорской свитой Бахмутской котловины. По мнению А. В. Урусова и других, котельниковская свита отвечает сакмарскому, артинскому и кунгурскому ярусам. Несомненно, что здесь присутствует нижняя часть сакмарско-артинских образований (Мовшович, 1964, 1966).

Своеобразный разрез сакмарского и артинского ярусов известен в западной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы (Урусов, Кетат, Кольцова, 1965; Урусов и др., 1965). Здесь, вблизи с. Абганерово, скв. 27 Сарпинско-Тингутинской площади вскрыла в интервале 2453—3229 м сакмарско-артинские отложения и не вышла из них. Сакмарский ярус подразделен в этом разрезе на тастубский и стерлитамакский горизонты.

Вскрытая мощность *тастубского горизонта* — 339 м (интервал 2890—3229 м). Он складывается известняками органогенно-детритусовыми, доломитизированными в различной степени — до доломитовых известняков и даже доломитов (в нижней части разреза). Окраска пород светло-серая и серая, реже темно-серая. Известняки гидроактиноидные, массивные и пятнистые, разнозернистые, инкрустационные на участках, обогащенных фауной, глинистые (до 15%) с темно-серыми, почти черными прослоями мергелей, а также с редкими гнездами и прожилками ангидрита в нижней части. Пятнистая текстура обусловлена неравномерным распределением детритуса, скопления которого образуют гнезда овальной и неправильной формы. Пространство между ними заполнено серым скрытокристаллическим или микрозернистым известняком. Доломиты содержат реликтовые агрегаты кальцита и редкие мелкие гнезда ангидрита.

В известняках обнаружены фораминиферы *Pseudofusulina* aff. *confusa* Ra u s., *Ps.* ex gr. *uralica* Ver n., *Ps.* ex gr. *moelleri*

(Schellw.), *Ps. ex gr. verneuili* (Moell.), *P. blochini* var. *bellatula* Korzh. (определения О. Б. Кегат), а также обломки гидрактиниоидов, одиночных кораллов, членики криноидей и обрывки мшанок. Данные известняки являются продуктами разрушения рифовых сооружений.

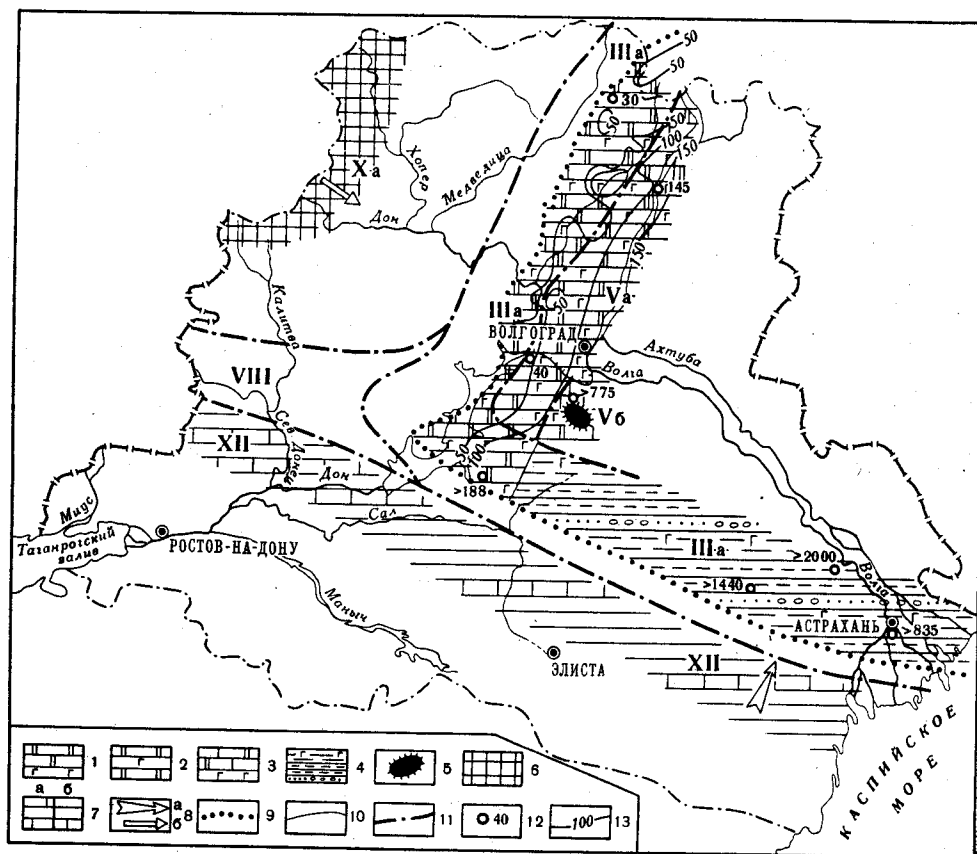


Рис. 31. Литолого-палеогеографическая карта ранней перми. Сакмарский и артинский века

Литологические комплексы: 1 — доломиты с прослоями ангидритов, 2 — чередование доломитов и ангидритов, 3 — доломиты и известняки с прослоями ангидритов, 4 — чередование глин и алевролитов с прослоями песчаников, местами гравелитов и ангидритов; 5 — рифы; породы областей сноса: 6 — изверженные, метаморфические и осадочные; 7 — осадочные обломочные, с частыми (а) и редкими (б) прослоями карбонатных; 8 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 9 — древних размывов, 10 — литологических комплексов, 11 — палеогеографических областей; 12 — местоположение разреза и мощность (м); 13 — изопалиты. Палеогеографические области: IIIa — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона, временами с повышенной соленостью; Va — чередование условий мелкого морского шельфа с повышенной соленостью; Vб — чередование условий мелкого морского шельфа с развитием рифов и внутреннего моря с повышенной соленостью; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; Ха — равнины низменные, переходящие в возвышенные; XII — горы низкие

Стерлитамакский горизонт мощностью 230 м выделен в разрезе скв. 27 условно (по коротажу) и состоит из трех пачек (снизу): нижней карбонатной (интервал 2780—2890 м), карбонатно-сульфатной (2720—2780 м) и верхней карбонатной (2660—2720 м).

Артинский ярус общей мощностью 207 м (2453—2660 м) расчленен здесь на три пачки (снизу): карбонатную (2610—2660 м), ангидритовую (2537—2610 м) и карбонатно-сульфатную (2453—2537 м).

Карбонатная пачка мощностью 50 м состоит из известняков с прослоями песчаников в нижней части. Известняки серые и темно-серые,

органогенно-детритусовые, неравномерно доломитизированные, местами глинистые, с редкими включениями ангидрита. Детрит образует белые окремненные удлинено-округлые скопления с инкрустационной структурой. Песчаники светло-серые, известняковые, состоящие из хорошо окатанных частиц скрытокристаллического известняка и окремненной фауны, сцементированных мелкозернистым кальцитом.

В известняках установлены фораминиферы *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Pseudoendothyra* sp., *P. bradyi* (Mor.), *P. leei* (Dutk.), *P. dagmarae* (Dutk.), *Bradyina compressa* Mor., *Bradyina* sp., *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Leella* sp., *Schubertella paramelonica* Sul., (определения О. Б. Кетат), водоросли *Dvinella*, *Schamovella*, *Antracoporella*, а также обломки одиночных кораллов, гидрактиниоидов и обрывки мшанок.

Ангидритовая пачка мощностью 73 м в верхней части сложена голубовато-серыми ангидритами, разнозернистыми и массивными; из нижней части керн не поднят. Карбонатно-сульфатная пачка (мощностью 84 м) выделена только по каротажу.

Совершенно иного характера отложения сакмарского и артинского ярусов в зоне Астраханских поднятий (рис. 31), где они представлены в основном песчано-глинистыми породами. Указанные ярусы впервые были установлены по фаунистическим данным в Астраханской опорной скважине (Копелиович, Эвентов, 1956). Ниже кратко описаны сакмарско-артинские отложения этого разреза (по А. В. Копелиовичу и Я. С. Эвентову).

- 2297,6—2240,0 м. *Песчано-алевритно-аргиллитовая толща*. Аргиллиты серовато-черные, слюдистые, алевритистые микрослоистые, с примесью кальцита и обугленного растительного детрита. Иногда встречаются прослойки полевошпато-кварцевых алевролитов, реже полимиктовых песчаников. В нижней части толщи залегают породы горизонтально, в верхней — с наклоном до 5—8°.
- 2240,0—2234,0 м. *Гравелито-песчаниковая пачка*. Песчаники серые, разнозернистые, полимиктовые, с прослоями и линзами гравелитов, с тонко перемежающимися слоями алевролитов и аргиллитов в средней части. Песчаники помимо кварца и полевых шпатов содержат зерна разнообразных пород (эффузивов, кристаллических сланцев, разновозрастных известняков). В гравелитах гравий и гальки состоят из эффузивов кислого и среднего состава, туфов и туффитов, кремнистых пород, глинистых сланцев и известняков с остатками водорослей и фораминифер нижнего и среднего карбона, а также гастропод, мшанок и криноидей. В цементе тоже найдены остатки фораминифер, среди которых присутствует *Nodosaria* ex gr. *netschajevi* Tscherd. (определение Г. Д. Киреевой). Залегание пород горизонтальное.
- 2234,0—2170,5 м. *Песчано-аргиллитовая толща*. Аргиллиты серовато-черные с прослоями песчаников и алевролитов, сходные с породами самой нижней толщи. Песчаники в верхней части толщи содержат обломки брахиопод, обрывки мшанок и остатки фораминифер нижнего и среднего карбона. Углы падения меняются от 0 до 30—40°.
- 2170,5—2157,5 м. *Галечниково-аргиллитовая толща*. Аргиллиты серовато-черные, слюдистые, неравномерно алевритистые, с прослоями алевролитов, песчаников, а также со значительным количеством угловатых и слабоокатанных обломков, гравия и галек известняков, реже песчаников и карбонатно-кремнистых пород. В известняках содержатся фораминиферы нижнего и среднего карбона, а в прослоях песчаников и алевролитов — остатки ортоцератитов и гониатитов. Среди последних Л. С. Либрович установил *Neopronorites* sp. и обломки продольно струйчатых раковин *Agathiceras* sp. или *Paragastrioceras* sp. Все эти формы встречаются в карбоне и нижней перми. Породы залегают горизонтально, а вверх с углами падения до 60—65°. Наблюдаются пльчатость и зеркала скольжения.
- 2157,5—2117,0 м. *Гравелито-песчаниковая толща*. Полимиктовые песчаники темно- и светло-серые и серые, редко коричневатых тонов с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и гравелитов (до мелкогалечных конгломератов). По составу данные породы аналогичны отложениям

залегающей ниже пачки. В описываемой толще, кроме кварца и полевых шпатов, присутствуют обломки кремнистых пород, эффузивов, туфов, сланцев и известняков. В гравелитах обнаружены брахиоподы и обломки кораллов, а в известняковых гальках — фораминиферы, остракоды, водоросли, криноидеи, мшанки, гидроактиноиды и др. Породы залегают преимущественно горизонтально. Из числа брахиопод Д. Л. Степанов определил *Poroductus (Marginifera) stuckenberghiana* Krot. Среди кораллов, по заключению Д. Л. Степанова и Г. С. Порфирьева, содержатся *Cladochonus*. Эта фауна указывает, по мнению Д. Л. Степанова, на позднеартинский возраст вмещающих пород. По мнению И. Ю. Лапкина (1961), описываемую часть разреза правильнее отнести к артинскому ярусу, вообще, без конкретизации.

В известняковом гравии Л. П. Гроздилова и Г. Е. Леонтович определили фораминиферы нижнего и среднего карбона, остатки гидроактиноидов, мишций, шамовелл, соленопор, а также *Rugosofusulina serrata* Raus. Последняя форма относится к слоям, переходным от ассельского яруса к тастубскому горизонту сакмарского яруса. По Н. А. Редичкину (1961), И. Н. Тихвинскому и другим исследователям, эта форма распространена шире, начиная с оренбургского яруса верхнего карбона, хотя более характерна для верхних слоев ассельского яруса.

2117,0—2037,5 м. *Известняково-аргиллитовая толща*. Аргиллиты серые (до черных), местами коричневатые, неравномерно алевритовые, известковые, с округлыми и неправильными включениями перекристаллизованных онкондов (они замещены радиальнолучистым агрегатом кальцита и барита), с гальками известняка, содержащими обломки кораллов, остатки водорослей типа гирванелл и шамовелл, а также палеонубекулярный. Местами эти гальки образуют прослой глинистых обломочных известняков. В аргиллитах обнаружены редкие брахиоподы. Среди них Д. Л. Степанов определил *Chonetina* ex gr. *verneulina* Nogw. et Pratt. (очень сходна с артинской *Chonetina sinuata* Krot.), *Camaraphoria* (?) sp., *Punctospirifer* (?) sp. Эти формы указывают на артинский возраст вмещающих пород. Внизу породы залегают горизонтально, выше — углы падения варьируют от 30 до 70°.

2037,0—1992,0 м. *Известняково-аргиллитовая толща*. Аргиллиты темно-серые и серые, часто с коричневатым оттенком, известковистые, с включениями известняков, а также с прослоями темно-серых брекчиевидных известняков в основании (7 м) и в верхней части (14,5 м) толщи. В известняках обнаружены водоросли, мшанки, брахиоподы, фораминиферы и иглокожие, а в верхней части они содержат примесь полимиктового песчаного материала. Породы данной толщи аналогичны отложениям нижележащей пачки и залегают большей частью горизонтально, но вверху углы падения варьируют от 20 до 40°.

1992,0—1952,0 м. *Мергельно-глинистая толща*. Аргиллиты темно-серые до черных, известковые, переходящие местами в глинистые мергели, с остатками брахиопод, пелеципод, иглокожих, мшанок, офтальмидий и амодисцид. В кровле залегают доломитовые мергели, содержащие пропластки песчаников с доломитовым и ангидритовым цементом. Углы падения колеблются от 30 до 80°, уменьшаясь в кровле до 20°.

1952,0—1884,0 м. *Мергелисто-ангидритовая толща*. Ангидриты серые и коричневатые, тонко- и микрокристаллические, с примесью доломита и глинистого материала. Среди ангидритов располагаются две пачки аргиллитов (5 и 7,5 м), в которых через каждые 30—80 мм повторяются тонкие прослойки (1—3 мм) ангидритизированных мергелей. В аргиллитах встречены обломки тонкостенных крупных раковин брахиопод, ядра остракод и остатки водорослей. Углы падения варьируют от 20 до 30°, иногда до 40—50°.

1884,0—1463,0 м. *Аргиллитовая толща*. Аргиллиты серовато-черные, местами коричневатые, микрослонистые, неравномерно слюдястые, с кальцитом и доломитом. В интервале 1853—1820 м через 10—30 мм залегают прослой глинисто-ангидрито-сидеритовых пород мощностью 10—20 мм, а в верхней части указанного интервала содержатся прослой сидерита (0,05 м) и доломита. Кроме того, в кровле описываемой толщи встречены два сближенных прослоя серых полимиктовых песчаников. В аргиллитах найдены остатки гладкостенных ортоцератитов, принадлежащих, по заключению В. Н. Шиманского, к родам *Michelinoceras* и *Trematoceras*, которые распространены в верхнем палеозое.

Породы рассеяны жилками пирита, доломита, барита. Углы падения колеблются от 0 до 70°.

В аргиллитах из интервала 1516—1720 м В. С. Малявкина обнаружила артинский спорово-пыльцевой комплекс. Он характеризуется большим количеством (до 70—98%) пыльцы неопределенного систематического положения: *Planorbina bulbiformis* (Lub.) et Mal. с примесью кордантов (до 13%) *Latensina ventelellaeformis* Mal., хвойниковых (0—6%) *Vittatina vittifer* Lub., хвойных (до 16—20%) типа Podocarpaceae, Pinaceae и Taxodiaceae — *Sacculina striata* f. typ. (Lub.), *Dipterella minor* (Lub.), *Oblatinella arquatiformis* Mal., *Latella limbyferina* Mal., *Protosacculina protoformis* Mal., *Sacculina* sp., *Rugosiella* sp., *Bullulina plicatiformis* Mal.

Кроме того, встречено небольшое количество (до 4—10%) спор папоротников из семейства осмундовых и, возможно, мараттиевых: *Sphaerina* sp., *S. osmundiformis* var. *parvaetuberculata* Mal., *S. osmundiformis* var. *magnaetuberculata* Mal., *Sphaerinella setusulspinnellaformis* Mal. По предварительному заключению С. Н. Наумовой, в этом же интервале встречена обильная пыльца из группы кордантов с примесью Gnetales (из группы *Rhytisaccus* Naum.), *Pinus*, *Picea*, *Bennettitales*, что указывает на кунгурский возраст. Однако вряд ли такое заключение о возрасте, без видовых определений, может считаться обоснованным.

Сходство верхних двух толщ нижнепермского разреза района г. Астрахани (1463—1952 м) с артинскими отложениями Актюбинского Приуралья (Замаренов, 1962) и отличие указанных толщ от галогенных образований кунгура, развитых около пос. Красный Яр (в 30 км северо-восточнее г. Астрахани), а также данные палинологических исследований В. С. Малявкиной позволяют отнести и верхнюю часть рассматриваемого разреза к артинскому ярусу (Мовшович, 1964, 1965а), что подтверждает точку зрения И. Ю. Лапкина (1961). Таким образом, вся толща пород, залегающая в Астраханской опорной скважине на глубине 1463—2170 м, несомненно, является артинской, хотя ранее (Копелиович, Эвентов, 1956) ее верхняя часть условно была отнесена к кунгуру.

Менее ясен возраст нижних четырех толщ (2170—2297 м), которые содержат ископаемые остатки, указывающие на послекамменноугольный возраст. Здесь в обломках известняков найдены остатки *Palaeonubecularia* sp., *Mizzina* sp., *Schamovella* sp., свидетельствующие, по мнению Г. Е. Леонтовича, о нижнепермском возрасте многих обломков. В цементе, скрепляющем эти обломки, найдены фораминиферы *Nodosaria* ex gr. *netschajevi* Tscherd. Данная фауна позволяет сделать вывод о нижнеартинском (Копелиович, Эвентов, 1956) или верхнесакмарском — нижнеартинском (Лапкин, 1961, 1964) возрасте нижних четырех толщ. Во всяком случае, принадлежность этих пород к сакмарско-артинским отложениям не вызывает сомнений. По мнению А. В. Копелиовича, характер чередования пород в этих толщах, особенно в нижней их части, и наличие гиероглифов местами напоминают флишевые образования. В целом среди сакмарско-артинских отложений в разрезе Астраханской опорной скважины преобладают аргиллиты и аргиллитоподобные глины (62%); встречаются также прослойки песчано-алевритовых пород (22%), гравелитов (3,8%) и мергелей (4,6%). Присутствует также пачка ангидритов (7,5%). Общая вскрытая мощность этих отложений в Астраханской скважине достигает 835 м, однако истинная мощность с учетом углов наклона отдельных горизонтов значительно меньше (порядка 700 м).

Сходные, хотя и несколько отличные, разрезы вскрыты к западу от г. Астрахани, на Тинакской, Бешкульской, Беркультинской и Долан-Алдынской разведочных площадях. Сакмарско-артинский возраст доюрских отложений на этих площадях подтверждается установлением артинских спорово-пыльцевых комплексов в верхней части толщи

(исследования Г. Д. Ефремовой, Р. П. Платоновой, В. П. Синегуб и И. Н. Соколовой). Эти комплексы близки к артинскому спорово-пыльцевому спектру, изученному В. С. Малявкиной в разрезе Астраханской опорной скважины. В. П. Синегуб отмечает, что в верхних слоях толщи на Бешкульской разведочной площади встречены комплексы, близкие к кунгурским. В. П. Синегуб и А. В. Урусов данные слои относят уже к низам кунгура. По мнению С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко, изучивших ранее подобный комплекс (из нижней части соленосной толщи района оз. Индер), он, вероятно, является переходным от артинского к кунгурскому.

На Бешкульской разведочной площади (скв. 3; интервалы 1464—1468 и 1593—1596 м) были встречены мелкие брахиоподы, принадлежащие, по заключению Р. Е. Нельзиной, к родам *Dielasma* и *Cleiothyridina*, широко распространенным в перми. Кроме того, в сакмарско-артинских отложениях Долан-Алдынского поднятия (скв. 7, интервал 1553—1704 м) Я. С. Эвентов обнаружил плохо сохранившиеся остатки гониатитов *Paragastrioceras* sp., сходных с гониатитами из одновозрастных образований Астраханской опорной скважины (по устному сообщению Я. С. Эвентова, мнение о вероятно пермском возрасте указанных остатков высказал и В. Е. Руженцев).

Несмотря на сходство описанных разрезов с разрезом Астраханской опорной скважины, между ними имеются и различия: первые содержат больше песчаников, а в верхних их частях появляются прослои гравелитов, дресвяников и конгломерато-брекчий. В скв. 5 Тинакской площади (интервал 1482—1484 м) известняковые конгломерато-брекчии содержат, по заключениям С. В. Доброхотовой, Т. К. Земилацкой и Н. А. Редичкина, фораминиферы среднего и верхнего карбона. Нижние части разрезов, вскрытые единичными скважинами, отличаются от разреза Астраханской скважины отсутствием грубообломочных разностей. Однако сравнительный анализ указанных разрезов еще невозможно провести в полной мере из-за недостаточной их изученности. К западу от г. Астрахани вскрытая мощность сакмарско-артинских отложений достигает 1130 м (скв. 17 Бешкульская) и 1438 м (скв. 1 Долан-Алдынская).

Севернее, на Замьяновской, Разночиновской и Кирикилинской разведочных площадях, под средней юрой залегает терригенная толща, возраст которой пока спорный. Наиболее полный разрез ее вскрыт на Замьяновской разведочной площади (скв. 4, интервал 1200—3200 м), расположенной в 60 км к северо-западу от г. Астрахани. Однако несмотря на большую вскрытую мощность толщи, составляющую 2000 м, подошва ее не достигнута. В составе данной толщи здесь преобладают аргиллиты и аргиллитоподобные глины (от 35—40 до 60—70% всей мощности). С ними перемежаются частые маломощные прослои алевролитов (20—35%) и резко подчиненные прослои песчаников (5—10%). Окраска отложений серая и темно-серая, местами коричневатой и красновато-серая, реже темно-бурая, однако сероцветные тона резко преобладают. Плотность пород, как и в разрезах Астраханской скважины, а также Тинакской, Бешкульской и Долан-Алдынской разведочных площадей, довольно высокая; она колеблется от 2,38 до 2,6 г/см³ (в среднем 2,52 г/см³), увеличиваясь вниз по разрезу. По характеру переслаивания и наличию фукоидов породы Замьяновского разреза иногда напоминают флишевые образования. Отмечалось сходство минерального состава доюрских отложений Замьяновской разведочной площади и Астраханской скважины (Мовшович, 1965а).

Вторичные изменения описываемых терригенных пород Замьяновского разреза — переход глин в аргиллиты и аргиллитоподобные гли-

ны, значительная плотность пород, перекристаллизация слюдистых и глинистых минералов как цемента, так и обломочных зерен в войлокоподобную массу, расплывчатость контуров обломочных зерен и другие признаки — указывают на широкое развитие процессов позднего эпигенеза. Это явление также весьма характерно для сакмарско-артинских образований Астраханской скважины. Указанные факты свидетельствуют о значительном сходстве доюрской толщи Замьяновской площади с сакмарско-артинскими отложениями Астраханской скважины, Тинакской и Бешкульской разведочных площадей (Мовшович, 1965а).

Из органических остатков в доюрских отложениях Замьяновского разреза встречены только споры и пыльца. Здесь в скв. 1 (интервалы 1191—1197 и 1556—1563 м) Е. Ф. Шаткинская обнаружила пыльцевой комплекс, характеризующийся значительным количеством форм из группы *Azonaletes* (44%), которая представлена большим числом видов, а также наличием пыльцы хвойных из родов *Protohaploxypinus* (21%), *Protodiploxypinus* (14%), *Protopodocarpus* (2%) и *Protocedrus* (2%). В числе последних встречен вид *Protocedrus artinski* Schatk. (1%), который, по данным Е. Ф. Шаткинской, приурочен исключительно к артинским отложениям. Особенности описанного пыльцевого комплекса позволяют, по мнению Е. Ф. Шаткинской, отнести вмещающие отложения к артинскому ярусу (Мовшович, 1965а).

В скв. 1 и в соседних скважинах Замьяновской площади сходные, но бедные комплексы были встречены и другими исследователями (К. Е. Аристовой, В. С. Малявкиной, Р. П. Платоновой, Л. С. Поземовой, И. Н. Соколовой и Н. И. Фокиной). В. П. Синегуб обнаружила близкие комплексы в скважинах 1 (интервалы 1402—1404 и 1800—1806 м) и 4 (интервал 1216—1220 м), но в них была примесь единичных спор и пыльцы триасового облика, а в скв. 2 (интервал 1344—1350 м) определен верхнетриасовый спектр, что в сочетании с данными о плохой сохранности древней пыльцы позволило В. П. Синегуб сделать вывод о переотложенном характере артинского комплекса. Учитывая, что Е. Ф. Шаткинская и другие исследователи не отмечали плохую сохранность древних форм и что молодые формы могли быть занесены в доюрскую толщу во время добайосского перерыва, в настоящее время вывод о переотложенном характере артинского комплекса нельзя признать хорошо обоснованным.

Расчленение Замьяновского разреза по геофизическим данным пока неоднозначно. В скв. 1 по сейсмокаротажу (Я. А. Мартиросян, В. Г. Носова) установлен скачок пластовых скоростей от 3,4 до 4,35 км/сек на глубине 2100 м (на 910 м ниже кровли доюрской толщи), а преломляющая поверхность с граничной скоростью 4,4—4,5 км/сек залегает на глубине 2300 м (Ю. Л. Цведель; Г. Г. Наслимов). В скв. 4 по сейсмокаротажу (Я. А. Мартиросян, В. Г. Носова) установлен скачок скоростей от 2,9 до 3,8 км/сек на глубине 1350 м (в 150 м ниже кровли доюрской толщи), причем пластовая скорость 3,8 км/сек прослежена до глубины 3000 м. Преломляющая поверхность с граничной скоростью 4,0—4,6 км/сек залегает в районе скв. 4, по данным сейсморазведки КМПВ (Г. Г. Наслимов) на глубине от 1800 м (профиль I) до 2300 м (профили XVI и XIX). Учитывая сходство и территориальную близость разрезов доюрской толщи по скважинам 1 и 4 Замьяновской разведочной площади, трудно объяснить такое расхождение в определении глубин указанной поверхности иначе, чем неточностью самого метода. Однако стратиграфическое положение этой поверхности неясно: либо она отвечает кровле доюрской толщи, либо проходит внутри нее.

По мнению Е. В. Мовшовича (1965а), прослеживание преломленных волн от Долан-Алдынской и Бешкульской разведочных площадей, где указанный сейсмический горизонт залегает внутри сакмарско-артинской толщи, к Замьяновской и Разночиновской разведочным площадям также указывает на одновозрастность доюрских образований северо-восточной части зоны Астраханских поднятий и сакмарско-артинских отложений Астраханской опорной скважины.

На Таловской разведочной площади, расположенной примерно посередине, между Долан-Алдынской и Замьяновской разведочными площадями, под юрой вскрыт разрез, промежуточный между Долан-Алдынским и Замьяновским (скв. 1 и 3, интервалы соответственно 1321—1391 и 1325—1560 м). Доюрская толща Таловской разведочной площади сложена чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками буровато-серой, коричневатобурой и темно-серой с бурым оттенком окраски. На нижнепермский возраст указывают характерные тонкие прослойки розового и серого ангидрита мощностью до 1 мм. В скв. 3 они, судя по электрокаротажной диаграмме, образуют пачку ангидритовых терригенных пород (интервал 1400—1467 м), напоминающую аналогичную пачку из разреза Астраханской опорной скважины.

Все вышеприведенные данные позволили Е. В. Мовшовичу (1964, 1965а) сделать вывод о сакмарско-артинском возрасте доюрских отложений всей зоны Астраханских поднятий. К такому же выводу одновременно пришли В. А. Бобух и Д. Л. Федоров (1964). Однако необходимо отметить, что из-за недостаточной изученности разрезов выделение стратиграфических горизонтов в сакмарско-артинских отложениях зоны Астраханских поднятий и прослеживание этих горизонтов между отдельными площадями представляет сейчас известную трудность, усугубляемую наличием ряда дизъюнктивных нарушений.

Помимо указанной существует и такая точка зрения, сторонники которой рассматривают доюрские отложения Замьяновской, Разночиновской и Кирикилинской разведочных площадей как верхнепермско-нижнетриасовые или пермско-триасовые образования (Эвентов и др., 1961). Основанием для такого заключения явилось значительное, по их мнению, отличие этой толщи от нижнепермских образований Астраханской скважины и большое сходство ее с красноцветными отложениями верхней перми — нижнего триаса, широко распространенными в Северном Прикаспии.

А. В. Урусов и Я. С. Эвентов, признавая нижнепермский возраст нижней части доюрских образований Замьяновской разведочной площади (в скв. 1, ниже 1806 м), предполагают, что верхняя часть этих отложений, вскрытая в скважинах 1 и 2, может принадлежать к триасовой системе (судя по составу спорово-пыльцевых комплексов, изменениям плотности и окрасок пород, а также по результатам сейсморазведки). В связи с этим необходимо указать на резкое литологическое отличие терригенной доюрской толщи Замьяновской площади, являющейся в основном сероцветной, от казанских карбонатных пород района с. Азгир, татарско-ветлужских красноцветов района оз. Баскунчак и Каракульской разведочной площади, а также от баскунчакских глинисто-карбонатных образований горы Большое Богдо и Владимировского купола (Е. В. Мовшович, 1965а; Л. В. Демчук, А. В. Урусов). Несмотря на то что красноцветы Владимировского и Каракульского разрезов удалены от горы Большое Богдо соответственно на 100 и 160 км и погружены на глубину от 600 до 1650 м, они ничем не отличаются от разреза этой горы по характеру литологии и эпигенеза, и в то же время не удается установить никакого их сходства с более близким разрезом Замьяновской площади (удаленным на 50—60 км от Каракульской и

Владимировской разведочных площадей). Помимо этого верхнепермско-нижнетриасовые пестроцветы Прикаспийской синеклизы, представляющие собой континентальные молассовидные образования, несопоставимы и в формационном отношении с доюрскими терригенными отложениями северной части зоны Астраханских поднятий, близкими к нижним морским молассам.

По мнению А. В. Урусова, указанное различие связано с особыми условиями образования доюрской толщи Замьяновской площади, которая сформировалась за счет размыва терригенных нижнепермских пород. Однако этот исследователь не указывает причины возникновения здесь условий, отличных от господствовавших на всем юго-востоке Восточно-Европейской платформы, что делает эту точку зрения малоубедительной.

Верхняя часть разреза, сходного с Замьяновским, вскрыта в 30 км к северо-западу от г. Астрахани, на Разночиновской разведочной площади. Данных о нем еще меньше. В отличие от Замьяновского разреза, здесь встречаются прослои гравелитов. По мнению А. В. Копелиовича, изучавшего петрографический состав доюрской толщи Разночиновской разведочной площади, обращает на себя внимание известное сходство доюрских отложений Разночиновского и Астраханского разрезов. Наконец, разрез, близкий к вышеописанным, вскрыт в 12—15 км к северо-востоку от г. Астрахани, на Кирикилинской разведочной площади, но изучен он недостаточно. Я. С. Эвентов и Л. В. Демчук считают возраст доюрских образований этих площадей триасовым. Е. В. Мовшович (1965а) и А. В. Урусов полагают, что они имеют сакмарско-артинский возраст (судя по литологическому сходству с разрезами Замьяновской площади и по данным прослеживания преломленных сейсмических волн).

Кровля сакмарско-артинских отложений Приастраханского района залегает на глубине 1200—1500 м ниже уровня моря, а их мощность превышает 2000 м. В отличие от вышележащих среднеюрских слоев, углы падения которых малы (до 3°), породы нижней перми залегают с заметным наклоном (обычно от 0—3 до 30—35°, в среднем 15—25°). Местами углы падения достигают 70—90°, что объясняется близостью разломов.

Терригенные сакмарско-артинские отложения, судя по гравиметрическим и сейсмическим данным, прослеживаются от Приастраханского района на северо-запад до оз. Батыр-Мала, расположенного к северо-западу от с. Сарпа. Видимо, западная граница этих образований совпадает с южным продолжением Волгоградской зоны флексур, расположенным к востоку от г. Котельниково. С юго-запада и юга поле их распространения ограничено крупным разломом, который является продолжением Главного северного (Алмазно-Марьевского) надвига Донбасса (Попов, Лапкин, 1953). Однако не исключено, что местами сакмарско-артинские отложения малой мощности выклиниваются несколько южнее этого разлома, о чем свидетельствуют результаты сейсморазведки КМПВ. Кроме того, возможно, что некоторые из останцов терригенных красноцветов, залегающих на поверхности складчатого палеозоя вала Карпинского, включают в себя сакмарско-артинские континентальные образования.

Литологический облик пород и остатки фауны свидетельствуют о накоплении сакмарско-артинских осадков Приастраханского района в условиях морского мелководного залива, временами лагуны (Копелиович, Эвентов, 1956), и о принадлежности их к формации нижних морских моласс. К этой же формации относятся одновозрастные обра-

зования Актюбинского Приуралья, литологически сходные с описанными (Замаренов, 1962).

Характер литологического состава, степень дислоцированности, особенности распространения самих осадков и распределения их мощностей — все эти данные подтверждают вывод А. В. Копелиовича о формировании сакмарско-артинских отложений зоны Астраханских поднятий в условиях краевого прогиба. Последний, по мнению ряда исследователей (Копелиович, Эвентов, 1956; Эвентов, 1962; Лапкин, 1965 и др.), соединяется на юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы с Предуральским передовым прогибом.

Севернее зоны Астраханских поднятий в пределах западной части Прикаспийской синеклизы сакмарско-артинские отложения пока нигде не вскрыты из-за больших глубин залегания. Однако по общепринятым представлениям, они здесь повсеместно распространены и представлены той же сульфатно-доломитовой формацией, которая развита в Волгоградском Поволжье и в других районах востока Восточно-Европейской платформы. Предполагается, что мощность этой формации в Прикаспийской синеклизе не превышает 1000 м. По мнению А. В. Урусова и др. (1965), отметивших появление сакмарско-артинских рифовых фаций вблизи юго-западного борта Прикаспийской синеклизы, южнее и восточнее были развиты депрессионные карбонатно-глинистые фации. Видимо, не исключено, что в артинском веке или в верхнеартинское время в центральной части Прикаспийской синеклизы (севернее и северо-восточнее г. Астрахани) накапливались мало мощные осадки карбонатно-глинистой формации в условиях некомпенсированного прогибания. На юго-западе Прикаспийской синеклизы карбонатно-глинистая формация отделялась зоной рифовых фаций от сульфатно-доломитовой формации (Урусов, Кетат, Кольцова, 1965). Возможно, что севернее Астраханских поднятий терригенная формация также отделялась зоной рифов от карбонатно-глинистой формации.

Закономерности пространственного распределения формаций позволяют сделать вывод, что значительная часть рассматриваемой территории была покрыта в сакмарском и артинском веках внутриконтинентальным морским засоляющимся бассейном, ограниченным с юга и с запада возвышенными областями, из которых Донбасс и вал Карпинского являлись основной областью сноса (см. рис. 31).

Кунгурский ярус

На востоке область развития кунгурских отложений описываемой территории сливается с огромным полем разновозрастных образований Прикаспийской синеклизы. Северо-западная граница площади распространения кунгура расположена на расстоянии от 2 до 30 км к востоку относительно контура развития сакмарско-артинских отложений (рис. 32). Юго-западная граница совпадает с юго-восточным продолжением Главного Северного (Алмазно-Марьевского) надвига, а далее к юго-востоку проходит по северному склону зоны Астраханских поднятий. Обе эти границы обусловлены довершнепермскими размывами (а юго-западная граница еще и дизъюнктивными нарушениями). Кунгурские отложения представлены галогенным комплексом: доломито-сульфатными породами на западе и сульфатно-галититовыми — на востоке.

Подшва кунгурских отложений вскрыта только в Волгоградском Поволжье. Здесь галогенные образования кунгурского яруса залегают без явных следов перерыва на сакмарско-артинских отложениях, и только на восточном склоне Доно-Медведицкого вала (на севере

Волгоградского Поволжья) они, возможно, залегают местами с перерывом на асельских образованиях. В западной части Прикаспийской синеклизы, как и в других районах ее центральной части, стратиграфическое положение подошвы соляной толщи неясно. Одни считают, что подошва соли повсеместно приурочена к кровле артинских образова-

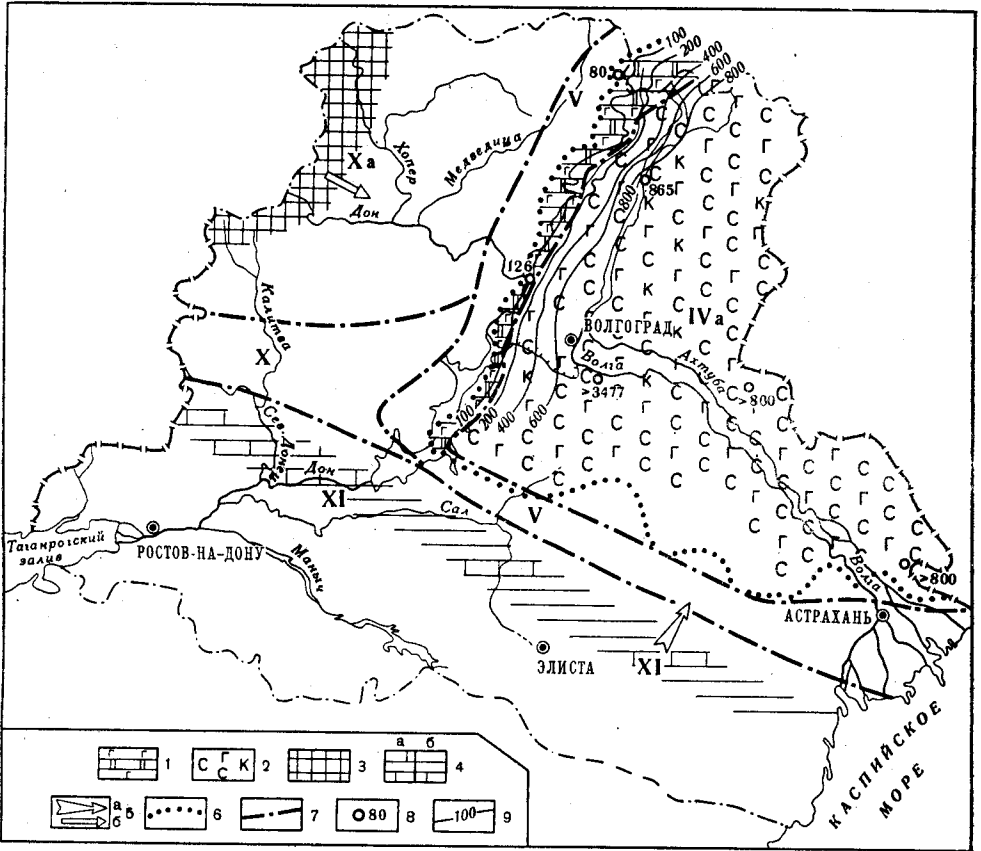


Рис. 32. Литолого-палеогеографическая карта ранней перми. Кунгурский век
 Литологические комплексы: 1 — доломиты и ангидриты, 2 — каменные соли, местами калийные, с прослоями гипсов и ангидритов; породы областей сноса: 3 — изверженные, метаморфические и осадочные; 4 — осадочные обломочные с частыми (а) и редкими (б) прослоями карбонатных пород; 5 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 6 — древних размывов, 7 — палеогеографических областей; 8 — местоположение разреза и мощность (м); 9 — изопакиты. Палеогеографические области: IVa — внутренние моря и заливы с повышенной соленостью, глубокие, временами мелкие; V — то же, мелкие; X — равнины низменные; Xa — равнины низменные, переходящие в возвышенные; XI — равнины возвышенные

ний (Айзенштадт и др., 1963; Соколов и др., 1965). Другие допускают разновозрастность подстилающих отложений (Авров и др., 1965) или самой соли (Фивег, 1960; Лапкин, 1961, 1965; В. Д. Наливкин, Форш, 1964), возможно, частично являющейся артинской. Кунгурские отложения перекрыты преимущественно породами верхней перми и триаса, а на сводах солянокупольных структур образованиями юры, мела, неогена, реже палеогена и плиоцена.

На Восточно-Европейской платформе отложения кунгурского яруса содержат бедную фауну, позволяющую разделить их на филипповский и иреньский горизонты. В пределах рассматриваемой территории фаунистические остатки в кунгурских породах не установлены

(кроме одного случая, несущественного для расчленения; см. ниже), и их возраст определяется лишь на основании литологического сходства и положения в разрезе при сравнении с теми разрезами восточной окраины Прикаспийской синеклизы, где возраст галогенной толщи определен палеонтологически (Соколова, Иванова, Егоров, 1961). Н. С. Шатский и Д. В. Наливкин допускали присутствие в Прикаспийской синеклизе девонской соли, прорывающей штоки нижнепермской соли. Эта точка зрения возникла в связи с тем, что А. Н. Семихатов нашел в подошве хазарских галечников в Эльтонском и Баскунчакском куполах обломки известняков с фауной девона воронежского типа. Вопрос этот спорный, так как здесь же в основании этих галечников были обнаружены обломки известняков с фауной карбона, ассельского и казанского ярусов перми, а также обломки гранитоидов, основных пород и т. п. (Эвентов, 1956а). Такой разнородный набор противоречит представлению Н. С. Шатского и Д. В. Наливкина о накоплении упомянутых обломков в результате размыва хазарским морем девонской покровной брекчии на сводах растущих соляных куполов. Учитывая огромную мощность толщи пермской соли, вообще трудно допустить прорыв ее девонской солью, если последняя и присутствует в Прикаспийской синеклизе. Наличие же в хазарских галечниках разновозрастных обломков можно гораздо проще объяснить как следствие денудации пород восточного склона Воронежской антеклизы в хазарское время. В последнее время В. П. Синегуб обнаружила в кунгурских отложениях Волгоградского Поволжья спорово-пыльцевые спектры, характерные для кунгурского яруса Приуралья.

В связи с тем что большая часть разреза кунгурского яруса в Прикаспийской синеклизе не вскрыта, а вскрытая часть не охарактеризована фаунистически, кунгурский ярус, как правило, не подразделяется на стратиграфические горизонты. Лишь в пределах Приволжской моноклинали сделана попытка выделить филипповский и иреньский горизонты по литологическим данным (Урусов и др., 1965).

Кунгурские отложения обнажаются только около оз. Баскунчак, а на остальной территории залегают довольно глубоко. На Приволжской моноклинали глубина их кровли колеблется от 50—200 до 1200—1500 м ниже уровня моря, а в западной части Прикаспийской синеклизы от 0—500 до 2000—5000 м (с учетом данных сейсморазведки). Мощность кунгурских отложений колеблется от 0 до 1100 м на Приволжской моноклинали и от 500 до 7000 м в западной части Прикаспийской синеклизы. Существует мнение, что в крупных межмассивных зонах вся соль выжата в соседние структуры, и мощность кунгурских отложений в этих зонах незначительна (Кричевский, 1963).

Указанные значительные колебания мощности являются вторичными и обусловлены пластичностью соли, проявляющейся в процессе формирования соляных куполов. Специальные подсчеты, выполненные Г. Е.-А. Айзенштадтом и Э. И. Герштейн (1963), показывают, что первоначальные мощности соли в пределах всей Прикаспийской синеклизы изменялись от 1000 до 3800 м.

В Волгоградском Поволжье кунгурские отложения сплошь покрывают Приволжскую моноклинали, часть восточного склона Доно-Медведицкого вала, а также юго-восточную окраину Тормосинского прогиба. Наиболее изученные разрезы расположены вблизи поселков Красный Яр (скв. 196 и 2004 Красноярские, интервалы 417—497 и 288—399 м), Николаевского (Николаевская опорная скважина 2, интервал 1212—2077 м), с. Паньшино (скв. 6 Качалинская, интервал 943—1069 м).

Кунгурские отложения Волгоградского Поволжья характеризуются двумя типами разрезов — западным и восточным, которые постепенно переходят друг в друга (Урусов, Кетат, Кольцова, 1962; Урусов и др., 1965). Граница между ними проходит примерно по линии Семёновка—Саломатино—Большая Ивановка—Паньшино.

Западный тип разреза представляется карбонатно-сульфатной толщей. Нижняя часть ее, отождествляемая А. В. Урусовым и др. (1965) с филипповским горизонтом, содержит частые тонкие прослои доломитов, но ангидриты преобладают. К востоку число доломитов уменьшается. Иногда присутствуют прослои глин мощностью от долей миллиметра до 5 мм. Нижняя граница кунгурского яруса проводится здесь по смене массивных ангидритов сакмарско-артинской толщи своеобразными тонкоплитчатыми доломито-ангидритовыми породами, обогащенными магнием (до 40%) и барито-целестином (до 10%). Мощность доломито-ангидритовой пачки колеблется от 0 до 30—40 м. По мнению А. В. Урусова, в северной части восточного склона Доно-Медведицкого вала кунгурские образования залегают с размывом на нижней перми.

Верхняя часть западного типа разреза кунгура, сопоставляемая А. В. Урусовым и др. (1965) с иренским горизонтом, сложена массивными ангидритами с микровключениями доломита. К западу появляются тонкие (до 15 мм) прослои доломитов, к востоку — слои каменной соли, а к югу — гипсы. Мощность этой толщи достигает 100—150 м. Окраска пород серая и голубовато-серая, текстура горизонтально-волнистослоистая и массивная.

Восточный тип разреза кунгурского яруса изучен лучше всего в Николаевской опорной скважине (Урусов и др., 1965; Яриков и др., 1965). Нижняя часть кунгура, условно сопоставляемая с филипповским горизонтом, сходна с аналогичной пачкой разреза западного типа. По сравнению с последним здесь увеличивается преобладание ангидрита над доломитом и возрастает общая мощность пачки (до 90—107 м).

Иной характер имеет филипповский горизонт в районе с. Абганерово (скв. 27 Сарпинско-Тингутинская, интервал 2354—2453 м), в зоне перехода от Приволжской моноклинали к Прикаспийской синеклизе. По данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат и В. В. Кольцовой (1965), он разделяется на две пачки (снизу): карбонатную (50 м) и карбонатно-сульфатную (49 м). Керном охарактеризована только карбонатная пачка, состоящая из буровато-серых органогенно-обломочных массивных известняков с большим содержанием целестина (до 6%). В них обнаружены мелкие фораминиферы: *Hemigordius* sp., *Nodosaria* ex gr. *netschajevi* Tscherd., *N. ex gr. postcarbonica* Lip., *Glomospira* sp., *Endothyra lipinae* Mor. (определения О. Б. Кетат).

Верхняя часть разреза, условно сопоставляемая с иренским горизонтом, сложена солями, которые к западу постепенно переходят в сульфатную толщу западного типа разреза. Мощность соляной толщи возрастает от 150—200 м на западе до 800—1038 м на востоке. В Николаевской опорной скв. 2, по данным С. М. Корневского, А. В. Урусова, В. В. Кольцовой (1964), можно выделить снизу вверх следующие литологические зоны: 1) галитовую, 2026—1780 м; 2) полигалито-галлитовую, 1780—1670 м; 3) ангидрито-галлитовую, 1670—1490 м; 4) карналлитогаллитовую, 1490—1420 м; 5) бишофитовую, 1420—1395 м; 6) карналлитогаллитовую с эпсомитом и полигалитом, 1395—1320 м; 7) ангидрито-галлитовую, 1320—1225 м; 8) галито-ангидритовую, 1225—1212 м.

Покровная сульфатная пачка, имеющая в Николаевской опорной скв. 2 небольшую мощность (13 м), местами содержит прослои доломитов.

тов и гипсов, мощность ее нередко возрастает до 50—70 м, а иногда до 100—150 м. Выдержаны ли по площади другие литологические зоны, выделенные в Николаевском разрезе, пока неизвестно. Небольшие повышения концентрации калия в соли, связанные с вкрапленностью полигалита и карналлита, отмечаются вблизи г. Камышина, к западу от пос. Быково и к северу от с. Паньшино.

Как в западных разрезах кунгура (скв. 2004 Красноярская, интервал 369—397 м, скв. 2010 Неткачевская, интервал 384—389 м), так и на востоке (Николаевская опорная скважина, 1276—1403 м, скв. 6 Качалинская, 1032—1042 м) В. П. Синегуб установила кунгурские спорово-пыльцевые комплексы (Урусов и др., 1965). Они отличаются от артинских только изменением видового состава и количественных соотношений между группами растений и их видовым составом. В частности, сокращается количество видов и уменьшается до 10% содержание всей группы *Azonalites*. Несколько снижается также содержание пыльцы группы *Vittatina* Lub. Преобладает пыльца хвойных, причем заметно возрастает число форм с ребристой экзиной тела и воздушными мешками. Встречается небольшая примесь пыльцы гинкговых, цикадофитов и редких спор. Наиболее характерны для кунгурского яруса *Protopodocarpus alatus* (Lub.) Sam., *Protohaploxypinus perfectus* (Naum.) Sam., *Striatoconiferites nudus* (Lub.) Abr., *Striatopodocarpites* Sed., *Coniferites nudus* (Lub.) Sam., *Vittatina vittifer* Lub., *Cordaitina subrotata* (Lub.) Sam., *C. uralensis* (Lub.) Sam., *Azonalites (Tenuella) levis* (Lub.) Sam., *Ginkgocycadophytus caperatus* (Lub.) Sam.

По мнению И. Ю. Лапкина (1961, 1964), кунгурские отложения Приволжской моноклинали следует относить к артинскому ярусу, что представляется авторам настоящей работы маловероятным.

Восточнее, в Прикаспийской синеклизе, полный разрез кунгурских отложений нигде не вскрыт, а изучена только верхняя часть, представленная галититовой толщей с резко подчиненными прослоями сульфатов и реже — других пород. Наибольшая мощность установлена в скв. 4 Ушаковской (кунгурские породы вскрыты здесь в интервале 1283—4760 м).

Самая верхняя часть кунгурского яруса представлена сульфатной пачкой. Как и в других районах Прикаспия и Приволжской моноклинали, она состоит из ангидритов, иногда из гипсов, с подчиненными прослоями соли (в нижней части), доломитов, известняков, мергелей, глин и песчаников (в верхней части). Мощность карбонатных и терригенных прослоев не превышает нескольких процентов от мощности всей пачки. Нередко она сложена одними ангидритами. Постоянное положение в разрезе кунгура, относительно небольшие колебания мощности (от 0—30 до 50—170 м) и петрографические особенности дают основание считать описываемую пачку первичной, образовавшейся на заключительном этапе формирования кунгурских отложений. Это отмечал еще В. П. Батулин (1947), возражавший против отнесения ее к «кепроку». В то же время породы сульфатной пачки испытали воздействие вторичных процессов, зависящих от близости к поверхности и гидрогеологических условий. В связи с этим вблизи кровли кунгурского яруса иногда наблюдаются своеобразные вторичные брекчии (скв. 2 Красноярская, интервал 1544—1557 м).

Остальная часть изученного разреза кунгурского яруса сложена галитом (70—90%), местами с примесью глинистого материала (0—20%) и ангидрита (0—5%). Последний иногда образует тонкие пропластки. Встречаются также прослои сложного, сульфатно-карбонатно-терригенного и известняково-гипсового состава. В отдельных

скважинах были встречены гнезда и слои калийных и магнезиальных солей: сильвина, карналлита, полигалита, реже кизерита, эпсомита и тенардита. Имеющиеся немногочисленные данные позволяют выделить на севере рассматриваемой солянокупольной области сильвино-карналлито-галититовый фациальный комплекс, в центральной части сильвино-галититовый, на западе полигалито-галититовый, а южнее соляной, нерасчлененный из-за отсутствия данных (Кореневский, Урусов, Кольцова, 1964). На востоке, в районе с. Азгир, развит тенардито-галититовый комплекс, к которому приурочены прослой, обогащенные пирокластическим материалом. В связи с малым количеством фактических данных эти комплексы выделены чрезвычайно условно.

Наиболее высокие содержания калийных солей зафиксированы (помимо Эльтонского купола) в полосе, прилегающей к Волгоградской зоне флексур. Этот факт хорошо увязывается большой тектонической подвижностью данной зоны в кунгурском веке. По современным представлениям, активность тектонических процессов способствовала накоплению калийных солей. В. Д. Ильин и Г. М. Белякова высказывали мнение, что гравитационная ступень, совпадающая с Волгоградской зоной флексур, обусловлена сменой галититовой формации кунгура на сульфатную. Приведенные данные показывают, однако, что смена этих формаций происходит западнее, а к Волгоградской зоне флексур приурочен крупный скачок мощностей галититовой формации. Именно это, по мнению О. А. Шванка (1964), в значительной мере и обуславливает появление гравитационной ступени.

В галититовой толще к юго-востоку от г. Волгограда В. П. Синегуб обнаружила спорово-пыльцевые комплексы (скв. 4 Ушаковская, интервал 1960—2356 м; скв. 432 Светловская, интервал 840—1343 м; скв. 460 Чапурниковская, интервал 1143—1198 м), которые близки к кунгурским спорово-пыльцевым спектрам, охарактеризованным выше, а также к комплексам, установленным С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко в других районах Северного Прикаспия.

На северном склоне зоны Астраханских поднятий кунгурские галогенные образования (ангидриты) вскрыты в скв. 3 Каракульской (интервал 1455—1508 м). Здесь они залегают, по данным геофизических исследований, на терригенных сакмарско-артинских отложениях и с размывом перекрываются верхнепермско-нижнетриасовым комплексом, выклиниваясь к югу.

Кунгурские гидрохимические отложения накапливались в условиях жаркого засушливого климата, в засоленном морском бассейне внутриконтинентального типа, слабо связанном с океаном. На западной его окраине (Волгоградское Правобережье) происходило образование доломито-сульфатных осадков, обусловленное притоком пресных вод с западного континента. С юга бассейн также был ограничен провинцией сноса, располагавшейся в пределах Донбасса и вала Карпинского. На это указывает возрастание к югу количества глинистой примеси в галитите (в солях Красноярского и Азаусского куполов содержание этой примеси достигает 20%). В зоне Астраханских поднятий в кунгурском веке, вероятно, накопилась маломощная толща, в результате размытая (сейчас здесь юра залегают на артинских породах, см. рис. 29). На былое присутствие кунгура указывает наличие слоев, переходных от артинских к кунгурским и близкое расположение мощных толщ кунгура Северного Прикаспия.

М. М. Грачевский, В. Д. Наливкин и Н. Н. Форш, основываясь на представлениях А. Л. Яншина о характере солеродных бассейнов, считают, что к началу кунгурского века в Прикаспийской синеклизе образовался глубоководный некомпенсированный бассейн, в котором и про-

исходило накопление солей. Н. М. Страхов полагает, что образование кунгурской соленосной толщи произошло очень быстро, но при постоянном прогибании дна мелководного (глубина до 100 м) морского бассейна внутриконтинентального типа. По-видимому, первая точка зрения более обоснована фактическим материалом, однако окончательное решение этого вопроса станет возможным только после изучения всего разреза нижней перми в Прикаспийской синеклизе. Исходя из представлений А. Л. Яншина о том, что за один седиментационный цикл накапливается не более 1000 м соли, Г. Е.-А. Айзенштадт и Э. И. Герштейн (1963) допускают возможность выявления в центральной части Прикаспийского бассейна нескольких циклов соленакопления.

На заключительном этапе эволюции кунгурского бассейна произошло некоторое его опреснение в связи с обмелением и притоком вод с суши. В конечном счете это привело к образованию верхней сульфатной пачки.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения распространены в целом несколько шире, чем породы нижнего отдела. На большей части рассматриваемой территории верхняя пермь представлена казанским и более широко распространенным татарским ярусами, залегающими на различных горизонтах нижней перми, среднего и верхнего карбона. В этих случаях предверхнепермский перерыв выражен четко. На востоке Приволжской моноклинали и в единичных разрезах Прикаспийской синеклизы между сульфатными породами верхней части кунгура и сероцветными казанскими образованиями залегают красноцветные сульфатно-глинистые отложения, условно сопоставляемые с уфимским ярусом. В этих разрезах никаких следов перерыва в подошве и кровле уфимских отложений не обнаружено (Урусов и др., 1965).

Уфимский (?) ярус

Отложения, условно отнесенные А. В. Урусовым, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусовым и др. (1965) к уфимскому ярусу, нигде не выходят на дневную поверхность. Они развиты на Волго-Иловлинском междуречье (между городами Камышином и Дубовкой), в районе пос. Ольховка (несколько западнее р. Иловли), а также на части площади Волго-Донского водораздела. Уфимские породы залегают на покровной сульфатной толще кунгура, а перекрываются казанскими отложениями. Наиболее изученные разрезы уфимского яруса расположены около поселков Николаевского (Николаевская опорная скв. 2, интервал 1168—1212 м), Петров Вал (скв. 35 Романовская, интервал 891—896 м), Ольховки (скв. 3 Липовская, интервал 786—833 м) и близ г. Дубовки (скв. 16 Горно-Водяная, интервал 1398—1447 м) и др.

По данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), уфимские отложения сложены мергелями с прослоями глин, изредка песчаников и алевролитов. Мощность песчано-алевролитовых прослоев меняется от 0,1 до 0,2 м. Частота глинистых прослоев в верхней части разреза увеличивается, и мощность также возрастает, достигая иногда 1 м.

Мергели красовато-коричневые и желтовато-бурые, с редкими зеленовато-серыми пятнами (к западу от пос. Быково верхняя часть иногда окрашена в темно-серые тона), доломитовые, сверху известняково-доломитовые и магнезиально-доломитовые, массивные, неравно-

мерно песчанистые и алевритистые, с прожилками, гнездами и прослойками гипса и ангидрита. Количество последних резко увеличивается к подошве толщи.

Глины коричневато-красные, реже грязно-коричневые, гидрослюдистые, с примесью каолинита (в нижней половине) и монтмориллонита (в верхней половине), известковистые и известковисто-доломитистые, песчанистые и алевритистые, с прожилками и вкраплениями сульфатов. Песчаники и алевролиты коричнево-красные, с редкими голубовато-серыми пятнами. Обломочный материал состоит из угловато-округлых зерен доломита, реже известняка, с незначительной примесью кварца и других минералов. Цемент доломито-глинистый, местами ангидритовый, базального, реже контактового или порового типов.

Контакты уфимских отложений с более древними и молодыми образованиями не охарактеризованы керном. Насколько можно судить по имеющемуся материалу, уфимские образования выделяются главным образом по изменению окраски, а также по значительной перемене состава пород.

Органические остатки в породах не встречены. Возраст их определен по стратиграфическому положению между палеонтологически установленными отложениями кунгурского и казанского ярусов, а также по литологическому сходству с уфимскими образованиями Саратовского и Куйбышевского Поволжья. По мнению А. В. Урусова, описываемые отложения соответствуют шешминской свите. Однако не исключено, что красноцветные породы, условно отнесенные к уфимскому ярусу, окажутся в действительности образованиями кунгурского или даже казанского ярусов. Мощность уфимских красноцветов возрастает к юго-востоку от 0 до 40—70 м.

В Прикаспийской синеклизе породы уфимского возраста вскрыты Эльтонской опорной скважиной (интервал 1966—1989 м) у оз. Эльтон, а также вблизи пос. Светлый Яр (скв. 435, интервал 1122—1182 м, и другие скважины). Они, вероятно, присутствуют и в разрезах Паромненского купола, недалеко от г. Волжского (судя по данным каротажа).

В Эльтонской опорной скважине уфимские отложения впервые выделены Н. И. Усковой. Нижняя, бóльшая, часть их (мощностью 18,5 м) сложена глинами красновато-бурыми и буровато-коричневыми, доломитистыми, тонкоотмученными и алевритистыми, массивными, с тонким растительным детритусом, с маломощным прослоем красно-бурого доломита и пропластком алевролита такого же цвета. Выше залегает кирпично-красный и коричнево-бурый песчаник, полевошпато-кварцевый, неравномернозернистый, в основном мелкозернистый, мощностью 1 м, с кремнисто-железистым цементом контактового типа. Венчается разрез пачкой красновато-бурых аргиллитоподобных глин мощностью 3,5 м, с голубовато-серыми пятнами и прослоями (до 0,6 м мощностью). Глины доломитовые, неравномерно алевритовые, с множеством обугленных растительных остатков. В верхней части пачки глины переходят местами в серый алевролит. В глинах встречены два прослоя доломитов: нижний — темно-серый, пелитоморфный; верхний — красно-бурый с голубовато-серыми пятнами, очень глинистый. Не исключено, что уфимские (?) образования Эльтонской опорной скважины в действительности являются нижнетриасовыми*, так как они перекрываются карбонатной толщей нижнетриасового возраста, а не казанского, как считала Н. И. Ускова.

* В 1967 г. это предположение подтвердилось в результате исследований, проведенных Н. Н. Старожиловой и В. В. Липатовой.

Обоснование возраста в уфимских отложениях в рассматриваемом районе такое же, как на Приволжской моноклинали. Е. И. Соколова (1958) допускает нижеказанский возраст красноцветов, основываясь на сопоставлении с разрезами Оренбургского Приуралья. По мнению большинства исследователей, уфимские красноцветы представляют собой типичные континентальные осадки.

Казанский ярус

Казанские образования, представленные глинисто-карбонатными породами преимущественно серых тонов, распространены в Прикаспийской синеклизе, на Приволжской моноклинали, на восточном склоне Доно-Медведицкого вала, а также в восточной части Тормосинского прогиба. Северо-западный контур поля распространения казанского яруса (рис. 33) является границей древних размывов. Юго-западный контур совпадает с юго-восточным продолжением Главного Северного надвига Донбасса, а далее к юго-востоку проходит по северному склону Астраханской зоны поднятий. Южнее казанские образования неизвестны.

Отложения казанского яруса подразделяются в пределах Восточно-Европейской платформы на верхний и нижний подъярусы, отличающиеся как по литологической, так и по палеонтологической характеристике. На рассматриваемой территории палеонтологически установлено присутствие нижнего подъяруса. Встречаются ли здесь верхнеказанские образования, пока неясно.

Казанский ярус трансгрессивно залегает на карбоне и перми. Нижняя граница яруса четко проводится по смене казанских сероцветных глинисто-карбонатных отложений либо карбонатными породами карбона и ассельского яруса, либо сульфатными сакмарско-артинскими образованиями, либо сульфатно-галититовыми кунгурскими. Реже казанские отложения подстилаются красноцветами уфимского (?) яруса. Местами на западе (вблизи сел Семеновки и Кисляково) в основании описываемого яруса залегает пачка брекчий (мощностью до 30—35 м), которые состоят из обломков известняков и ангидритов, сцементированных глинисто-карбонатным материалом. Брекчии содержат кунгурские спорово-пыльцевые комплексы, что указывает на размыв кунгурских пород в начале казанского века.

Казанские отложения обнажаются только в карьере на восточном побережье оз. Эльтон. Кроме того, на поверхности кунгурских гипсов в пределах северного и южного побережий оз. Баскунчак встречены эрозионные останцы карбонатных пород, литологически сходных с казанскими (по устному сообщению О. Б. Кетат, В. П. Синегуб обнаружена в них казанские спорово-пыльцевые комплексы).

Кровля казанского яруса на Приволжской моноклинали залегает на глубине от 10—50 до 1100 м, а в Прикаспийской синеклизе от 0—500 до 3000 м ниже уровня моря. Мощность яруса возрастает к юго-востоку от 0 до 60 м, а в Прикаспийской синеклизе достигает 147 м и более.

На Приволжской моноклинали нижеказанские отложения слагаются переслаивающимися известняками, мергелями и глинами (Урусов, Кетат, Кольцова, 1962; Урусов и др., 1965). В нижней части подъяруса (мощность которой местами уменьшается до 3 м) преобладают глины и мергели, иногда с прослоями известняков (глинисто-мергельная пачка), в верхней части — известняки с прослоями мергелей, реже доломитов и глин (карбонатная пачка). К западу количество терригенных прослоев увеличивается. Окраска пород серая, светло- и темно-серая, иногда зеленовато- и голубовато-серая, реже коричневатая; на юге встречаются кирпично-красные прослои. Известняки органогенно-

детритусовые и тонкозернистые, массивные, местами горизонтально- и волнистослоистые. Мергели песчано-алевритистые, массивные. На юге и востоке породы иногда содержат гнезда и прослои гипса (больше в низах подъяруса). В восточной части Приволжской моноклинали (к северу от г. Волгограда) литологический состав казанских отложе-

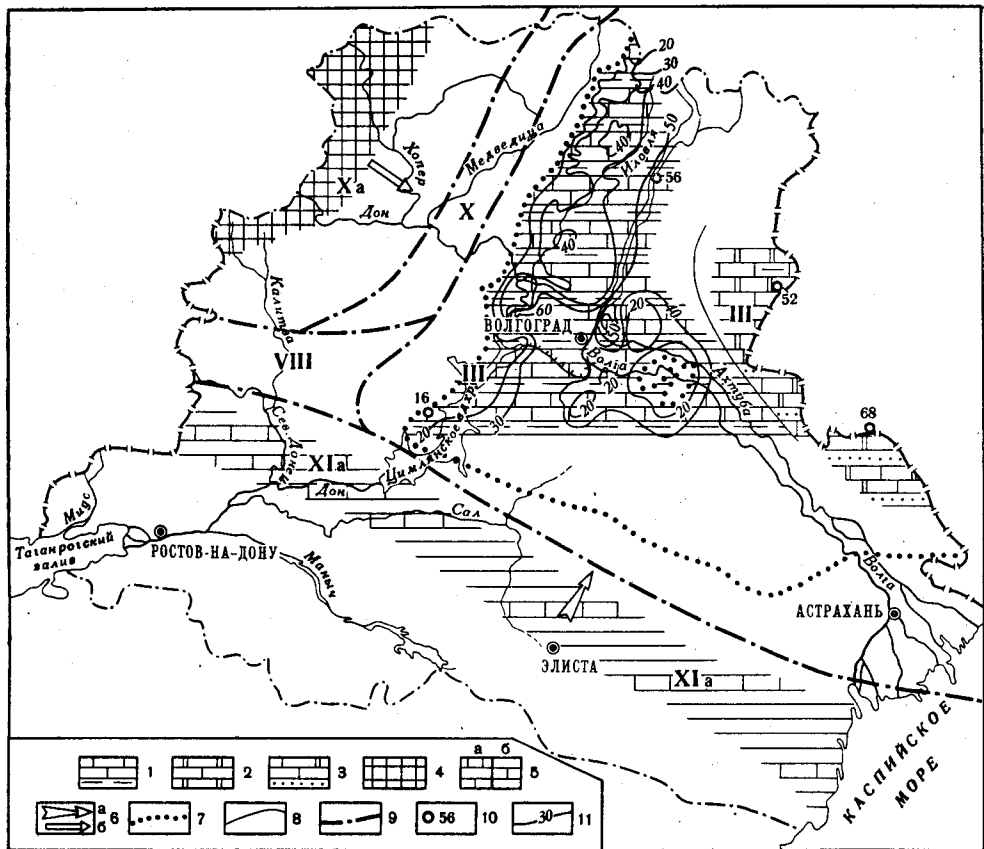


Рис. 33. Литолого-палеогеографическая карта поздней перми. Казанский век

Литологические комплексы: 1 — известняки с пачкой глин в основании, 2 — доломиты и известняки, местами глинистые, 3 — известняки, местами доломиты с прослоями песчаников; породы областей сноса: 4 — изверженные, метаморфические и осадочные, 5 — осадочные обломочные, с частыми (а) и редкими (б) прослоями карбонатных; 6 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 7 — древних размывов, 8 — литологических комплексов, 9 — палеогеографических областей; 10 — местоположение разрезов и мощность (м); 11 — изопакиты. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; X — равнины низменные; Ха — равнины низменные, переходящие в возвышенные; XIa — равнины возвышенные, переходящие в низкие горы

ний слабо изучен из-за отсутствия керна. А. В. Урусов, О. Б. Кетат, В. В. Кольцова (1962), А. В. Урусов и др. (1965) считают на основе анализа каротажных диаграмм, что казанский ярус представлен здесь терригенно-карбонатно-сульфатными отложениями.

Наиболее изученные разрезы расположены вблизи пос. Красный Яр (скв. 148 и 156 Красноярские, интервалы соответственно 178—198 и 182—198 м), с. Семеновки (скв. 2018 и 2023 Неткачевские, интервалы 527—582 и 455—484 м), пос. Котово (скв. 12 Смородиновская, интервал 478—509 м), пос. Быково (скв. 9 Антиповская, 1229—1275 м), с. Саломатино (скв. 35 Романовская, интервал 860—891 м и скв. 3 Чухонастовская, 865—906 м), пос. Николаевского (Николаевская опор-

ная скважина, интервал 1112—1168 м), пос. Ольховки (скв. 366 и 367 Ольховские; интервал 489—494 и 480—486 м), пос. Лога (скв. 3102 Авиловская, интервал 594—597 м), с. Панышино (скв. 21 Качалинская, интервал 881—915 м) и Кисляково (скв. 705, 715 и 786 Родионовские, глубины соответственно 801—843, 645—703 и 785—824 м). В этих разрезах нижеказанский подъярус охарактеризован фауной мелких фораминифер *Nodosaria netschajevi* Tscherd., *N. tenuimuralis* Sol., *N. wjatkensis* Tscherd., *N. postcarbonica* Tscherd., *N. ex gr. krotowi* Tscherd., *Dentalina* sp., *Glomospira evoluta* Trap., *Glospirella* sp., *Globivalvulina spiralis* Mor., *Geinitzina spandeli* Tscherd., *G. inderessa* Tscherd., *G. uralica* Sul., *Ammodiscus kamaie* (Tscherd.) и др. (определения О. Б. Кетат). Кроме того, здесь обнаружены немногочисленные брахиоподы, приуроченные главным образом к нижней части толщи: *Lingula* sp., *L. orientalis* Golovk., *Dielasma elongatum* Schloth., *Gleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Strophalosia horresiens* Vern., *Licharewia rugulata* Kut. и др. (определения М. В. Куликова).

Пеллециподы в указанных разрезах представлены формами *Schizodus subobscurus* Lich., *Alula*(?) *kutorgana* (Vern.), *Netschajewia palasi* Vern., *Pecten* (*Pseudamusium*) *pussillus* Schloth., *Backewellia antiqua* Münst., *Nuculana* sp., *Allorisma*? sp., *Liebea hausmannia* Goldf. и др. (определения М. В. Куликова). Из числа остракод установлены *Bairdia ex gr. blakei* (Harlt.), *B. beedei* Ulrich et Bassl., *B. pompilioides* Harlt., *Bairdianella semilunulata* Netsch., *Moorea facilis* Schneid., *Healdia subtriangula* Kotsch., *H. simplex* Roundy, *H. oblonga* Kotsch., *Healdianella vulgaris* Kotsch., *H. pediformis* (Knight.), *H. osagensis* (Kellet.), *Sclerochilus*(?) *incertus* Schneid., *Cavellina grandis* Schneid., *Schneideria kazanica* Kotsch., *Monoceratina aff. lewis* Harr. et Lac., *Amphissites* sp. (определения О. Б. Кетат и Т. Н. Алешиной).

По фауне и литологическому составу нижеказанские отложения Приволжской моноклинали сопоставляются В. Е. Лацковой (1962) с разновозрастными образованиями Саратовского Поволжья. По мнению А. В. Урусова, карбонатная пачка нижеказанского подъяруса Волгоградского Поволжья параллелизуется с камышлинскими и барбашинскими слоями нижеказанского подъяруса Волго-Уральской области (Форш, 1955).

В восточной части Тормосинского прогиба к казанскому ярусу, по данным А. В. Урусова, Г. В. Деметьевой и других, условно отнесена пачка терригенно-карбонатных пород мощностью 16 м, залегающих между верхним карбоном и красноцветами татарского яруса. В основании пачки залегает кирпично-красный конгломерат, над которым расположены красноцветные песчаники с прослоями доломитов и мергелей; вверх по разрезу красные тона сменяются серыми. Большую (верхнюю) часть пачки слагают светло-серые доломиты с подчиненными прослоями известняков и мергелей, реже глин. Определенных органических остатков не обнаружено.

В западной части Прикаспийской синеклизы казанские отложения исследованы слабо. Сравнительно полно они изучены только вблизи оз. Эльтон. Здесь в разрезах (каменоломни, скв. 9 ВНИГНИ) казанский ярус представлен известняками (местами доломитами) с прослоями глин. Иногда встречаются известняки-ракушечники, сложенные ядрами пеллеципод. В известняках обнаружена форма *Pseudomonotis elegantula* Netsch., определенная Е. М. Люткевичем (Эвентов, 1956б). В разрезе Эльтонской опорной скважины карбонатная толща, отнесенная Н. И. Усковой к казанскому ярусу, в действительности оказалась триасовой.

На западной окраине Прикаспийской синеклизы, вблизи городов Волжского, Красноармейска, пос. Светлый Яр и с. Абганерово, вскрыта толща, которая залегает между кунгуром и татарским ярусом и представлена, судя по данным электрокаротажа, известняками и доломитами с прослоями глин и песчаников. Ввиду отсутствия яруса возраст этой толщи неясен. А. В. Урусов, О. Б. Кетат, В. В. Кольцова (1962), А. В. Урусов и др. (1965) условно относят ее к казанскому ярусу.

Охарактеризованные выше казанские отложения западной части Прикаспийской синеклизы литологически хорошо сопоставляются с нижнеказанским подъярусом Приволжской моноклинали и смежных областей. Можно допустить, что местами на западе синеклизы присутствуют породы верхнего подъяруса. Мнение Я. С. Эвентова (1956б), Д. Л. Фрухт и др. (1958) о верхнеказанском возрасте описанных отложений в западной части Прикаспийской синеклизы основано только на факте присутствия в районе оз. Эльтон *Pseudomonotis elegantula* Netsch. Эта точка зрения требует дополнительного обоснования. В настоящее время данные отложения можно условно отнести только к казанскому ярусу.

Казанские осадки отлагались на всей рассматриваемой территории в морском бассейне. Увеличение количества терригенных компонентов к западу и юго-западу, появление прослоев грубых пород (в том числе конгломератов) и красноцветов указывают на приближение к древней береговой линии. По-видимому, области сноса были низкими и располагались в пределах Донецко-Каспийской тектонической зоны, а также Воронежской антеклизы (см. рис. 33).

Хотя к востоку глубоководность бассейна в общем увеличивалась, наличие прослоев детритусовых и оолитовых известняков указывает на периодическое обмеление. Бедный состав фауны и наличие доломитов свидетельствуют о повышенной солености казанского моря, что связано, вероятно, с аридностью климата. Характер казанских отложений позволяет отнести их к известняково-доломитовой формации внутриконтинентальных морских водоемов.

Татарский ярус

Северо-западный контур поля распространения татарского яруса является эрозионной границей (рис. 34). Юго-западная граница совпадает с Северодонецким надвигом или с Главным Северным (Алмазно-Марьевским) надвигом Донбасса и его юго-восточным продолжением. К юго-востоку от с. Сарпа эта граница проходит, по-видимому, по северному склону Астраханской зоны поднятий.

Татарские отложения представлены терригенными красноцветами континентального происхождения. Они залегают с географическим несогласием на породах карбона, нижней перми и казанского яруса. Ввиду резкого литологического различия пород татарского яруса и подстилающих отложений проведение нижней границы яруса не встречает затруднений. Вдоль северо-западной границы поля развития татарский ярус перекрыт юрой, а на остальной территории — ветлужскими породами. На дневную поверхность татарские отложения выходят лишь на горе Большое Богдо. Глубина залегания кровли яруса колеблется от +75 до 1400—2800 м ниже уровня моря. Мощность татарского яруса увеличивается к юго-востоку от 0 до 270 м, а в Прикаспийской синеклизе достигает 300—400 м и более.

В пределах Приволжской моноклинали и восточного склона Доно-Медведицкого вала татарские отложения, по данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), сло-

жены глинами с подчиненными прослоями мергелей (мощностью 0,05—2,5 м) в нижней части и единичными — в верхней. Встречаются редкие пласты алевролитов (мощностью 0,05—1,3 м), количество которых в верхней части увеличивается, и прослойки песчаников (мощностью 1,5—3 м).

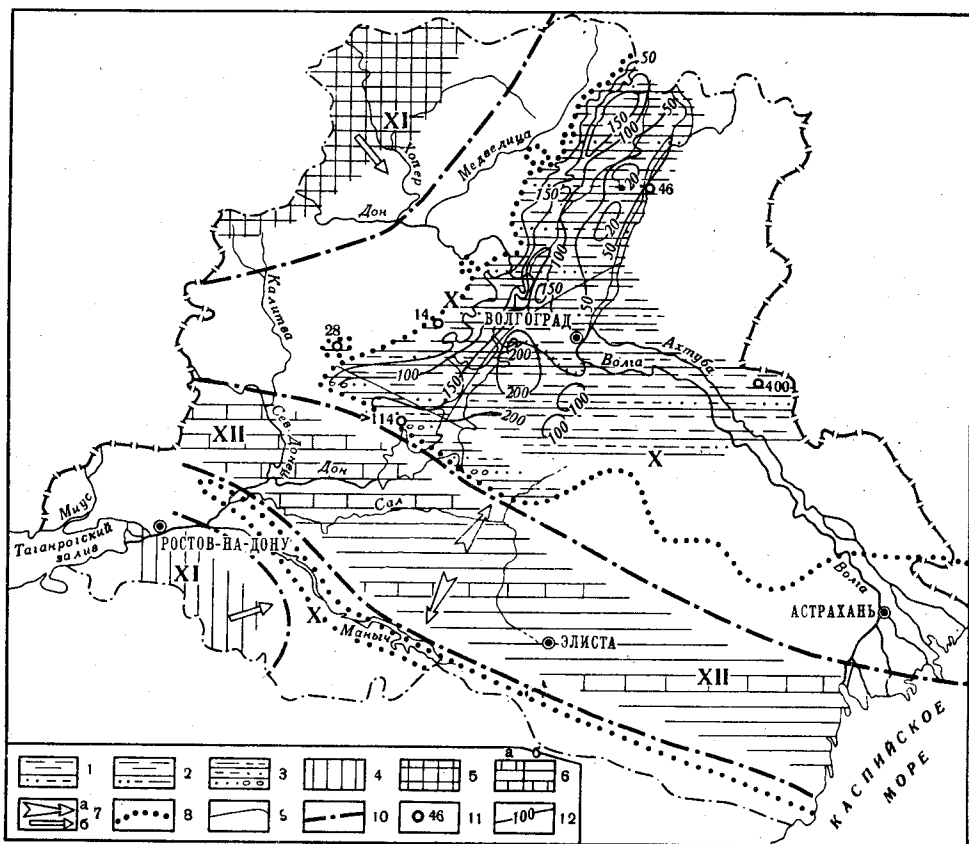


Рис. 34. Литолого-палеогеографическая карта поздней перми. Татарский век
Литологические комплексы: 1 — глины с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, 2 — глины, местами с прослоями алевролитов и песчаников, 3 — чередование глин, алевролитов, песчаников и реже гравелитов; породы областей сноса: 4 — кислые изверженные и метаморфические, 5 — изверженные, метаморфические и осадочные, 6 — осадочные обломочные с частыми (а) и редкими (б) прослоями карбонатных; 7 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 8 — древних размывов, 9 — литологических комплексов, 10 — палеогеографических областей; 11 — местоположение разрезов и мощности (м); 12 — изопахиты. Палеогеографические области: X — равнины низменные; XI — равнины возвышенные; XII — горы низкие

С определенной степенью условности татарские отложения можно разделить на нижнюю, карбонатно-глинистую, и верхнюю, алевролитоглинистую пачки. А. В. Урусов, О. Б. Кетат, В. В. Кольцова и другие придавали этим пачкам значение подъярусов, что не имеет достаточного обоснования. В последнее время А. В. Урусов предложил параллелизовать нижнюю пачку с малокинельской свитой (по остракодам), а верхнюю пачку — с кутулукской свитой (на основании сходства литологического состава пород). Обе эти свиты выделяются в верхнетатарском подъярусе Куйбышевского Поволжья. Кроме того, на площади Донской Луки и Волго-Донского междуречья в нижней части татарских образований можно выделить, по мнению А. В. Урусова, песчано-але-

рито-глинистую толщу мощностью до 150 м, которая сопоставляется по остракодам с большекинельской и аманакской свитами нижнетатарского подъяруса Общего Сырта. Однако описанное расчленение татарских отложений весьма условно в связи с тем, что они слабо охарактеризованы палеонтологически.

На юге Приволжской моноклинали (Мариновская и Нижнецарицынская площади) А. В. Урусов, О. Б. Кетат и В. В. Кольцова (1962) условно выделили между глинисто-карбонатными породами нижнеказанского подъяруса и татарскими песчано-глинистыми красноцветами толщу верхнеказанского возраста (мощностью до 44 м), которая параллелизуется указанными исследователями с сосновской свитой Оренбургского Приуралья, отвечающей верхней части верхнеказанского подъяруса. Данная толща сложена глинами светло-коричневыми с зеленоватыми пятнами, известковистыми (до перехода в мергели), алевритистыми, с гнездами и линзами голубовато-серого ангидрита, иногда с прослоями доломитизированного известняка и глинистого алевролита.

Учитывая отсутствие палеонтологических доказательств и литологическое сходство с вышележащими татарскими отложениями, эту толщу, по мнению Е. В. Мовшовича, правильнее отнести к татарскому ярусу. Как считает Н. Н. Форш (устное сообщение), она соответствует сокской свите татарского яруса Куйбышевского Поволжья. Такое представление косвенно подтверждается данными В. Е. Лацковой (1962) о верхнеказанском подъярусе Саратовского и Куйбышевского Поволжья, сложенном сульфатными и карбонатными породами.

Глины татарского яруса кирпично-красные и коричневые с голубовато- и зеленовато-серыми пятнами, в некоторых прослоях (особенно в основании) светлые зеленовато- и голубовато-серые, гидрослюдистые, изредка с примесью каолинита, в верхней части местами монтмориллонитовые, неравномерно доломитисто-известковистые и известковистодоломитистые, часто с «журавчиками», тонкоотмученные и алевритистые, массивные, реже слоистые. В нижней части нередко встречается гипс в виде неправильных стяжений (до 30 мм в диаметре), прожилков (до 20—50 мм) и отдельных кристаллов, а также кристаллы и конкреции пирита, реже пиритизированные растительные остатки. Здесь же отмечаются обломки известняков и доломитов размером до 50 мм, а также прослой гравелитов и дресвяников, состоящие из карбонатных обломков, которые сцементированы известковисто-глинистым материалом.

Мергели светло-коричневые, красновато-коричневые и голубовато-серые, доломито-известковые, реже доломитовые и известковые, неравномерно алевритистые и песчанистые, массивные, тонкослоистые. Изредка встречаются известняки светло-серые и светло-коричневые, глинисто-алевритистые, тонкозернистые, оолитовые, массивные, тонкослоистые (линейная и волнистая слоистость), иногда с прослоями гипса и доломита.

Песчаники и алевролиты светлые, зеленовато-серые (алевролиты нередко бурые), кварцевые, иногда разномасштабные, доломитистые и известковисто-глинистые, массивные и тонкослоистые за счет глинистых прослоев. Песчаники мелкозернистые и часто слабо сцементированы. В этих породах установлены остракоды *Placidea* ex gr. *lutkewichi* (Spizh.), *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. perlonga* Sharap., *D. fragiliformis* Kash., *D. chramowi* (Gleb.), *D. elongata* Lun., *D. inornatina* Lun., *D. teodorovichi* Bel., *D. spatiosa* Bel., *D. trapezoides* Sharap., *D. ex gr. parallela* (Spizh.), *D. inornata* var. *macra* Lun., *Suchonella nasalis* (Sharap.), *S. malachovi* Spizh., *S. stelma-*

chovi Spizh. (определения О. Б. Кетат) и харофиты *Maslovichara sokolovi* Said., *M. fragilis* Said., *Porochara* sp., *P. volgensis* Said., *P. bachmutica* Said. (определения Л. Я. Сайдаковского). Мощность татарских отложений достигает 150 м на правобережье Иловли и 250 м на Доно-Сарпинском водоразделе, уменьшаясь к западу и востоку от этих районов (см. рис. 30).

В восточной части Тормосинского прогиба породы татарского яруса залегают на различных горизонтах среднего и верхнего карбона, нижней перми и казанского яруса. Наиболее изученные разрезы расположены недалеко от пос. Суравикино (скв. 13, 14 и 26 Суравикинские, интервалы соответственно 310—371, 335—413 и 376—416 м) и станции Новоцимлянкой (Тормосинская опорная скважина, интервал 696,5—7880,0 м; скв. 2 Кольцовская, интервал 538—652 м).

Татарские отложения восточной части Тормосинского прогиба, по данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), В. А. Панфилова и Г. В. Дементьевой, сложены глинами с подчиненными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников (мощностью до 1,5—3,5 м), составляющих 15—25% мощности всего яруса. Прослоев мергелей и известняков меньше, чем на Приволжской моноклинали. Их мощность обычно не превышает 0,1—0,2 м, редко достигает нескольких метров. Данные прослои концентрируются главным образом в нижней части яруса. Глины красновато- и светлокорицевые с зеленовато-серыми пятнами, гидрослюдистые, с небольшой примесью каолинита, монтмориллонита и реже хлорита. В нижней части встречаются «журавчики», прослойки, прожилки и гнезда волокнистого гипса. Глины и другие породы татарского яруса восточной части Тормосинского прогиба аналогичны одновозрастным образованиям Приволжской моноклинали. К югу количество обломочного материала увеличивается, а песчано-алевритовые породы становятся более крупнозернистыми.

Татарские отложения восточной части Тормосинского прогиба содержат остракоды *Darwinula* ex gr. *elongata* Lin., *D. inornatina* Lun., *D. ex gr. fragilis* Schneid., *D. fragilis* var. *angusta* Schneid., *D. fragiliformis* Kash., *D. teodorovichi* Bel., *D. ex gr. parallela* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *Suchonella nasalis* (Shagap.), *S. stelmachowi* Spizh. (определения О. Б. Кетат). Кроме того, на юге встречены харофиты *Maslovichara sokolovi* Said., *Porochara volgensis* Said., *P. bachmutica* Said., *Stenochara* ex gr. *pseudoglypta* (H. af. R.), *St. ex gr. meedleri* (H. af. R.), *Cuneatochara* cf. *acuminata* Said. (определения Л. Я. Сайдаковского). В районе г. Котельниково (скв. 104 и 107 Котельниковские, интервалы соответственно 394,9—453,9 и 361,5—419,4 м) к татарскому ярусу условно отнесена толща терригенных красноцветов, залегающих на сакмарско-артинских отложениях. Содержания песчаников (19—41%) и глин (24—49%), в сумме преобладающих в этой толще, резко меняются от скважины к скважине. Кроме того, встречаются прослой брекчий мощностью 3,5—4,5 м, составляющих 32—34% толщи. Органические остатки здесь не найдены. Литологические особенности описываемой толщи позволяют условно сопоставить ее с татарскими образованиями южной части Приволжской моноклинали и восточной части Тормосинского прогиба (Мовшович, 1964), хотя не исключен нижнетриасовый возраст.

Мощность татарских отложений восточной части Тормосинского прогиба увеличивается к юго-востоку и востоку от 0 до 150—200 м. По мнению Л. Я. Сайдаковского (1964), приведенные палеонтологические доказательства возраста татарских отложений Приволжской монокли-

нали и восточной части Тормосинского прогиба позволяют сопоставить их с дровновской свитой Бахмутской котловины.

В западной части Тормосинского прогиба татарские образования распространены только на юго-востоке. Условия залегания и литологический характер их в восточной части такие же, как в Тормосинском прогибе, но прослой карбонатных пород здесь отсутствуют, а роль песчаников, гравелитов и конгломерато-брекчий возрастает. Никаких органических остатков здесь обнаружить не удалось.

Северо-западнее под нижнетриасовыми отложениями встречаются останцы пестроцветов татарского яруса. В глинах одного из них, расположенного в среднем течении р. Березовой, Л. Я. Сайдаковский обнаружил остатки харофитов татарского возраста (Мовшович, 1964). Мощности татарского яруса в западной части Преддонбасского прогиба возрастают к юго-востоку до 100 м.

В межнадвиговой зоне татарские отложения отсутствуют в результате размыва, поэтому ветлужская серия залегает здесь непосредственно на нижней перми и карбоне. Ранее предлагалось выделить татарские отложения Тормосинского прогиба в шолоховскую свиту (Демин, 1958) или в литвиновскую свиту («Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г.», 1965). Однако указанные названия нельзя использовать, так как стратотипические разрезы данных свит (вблизи с. Литвиновки) сейчас признаны нижнетриасовыми на основании находок остракод и харофитов.

В западной части Прикаспийской синеклизы татарские отложения изучены еще очень плохо. Они залегают на казанских, кунгурских и, по-видимому, уфимских (?) породах. Наиболее изученные разрезы расположены у оз. Баскунчак (гора Большое Богдо), а также у пос. Светлый Яр (Светлоярская разведочная площадь) и с. Абганерово (Сарпинско-Тингутинская и Чапурниковская разведочные площади). На горе Большое Богдо обнажается только верхняя часть красноцветной глинистой толщи, имеющая мощность 30—40 м. Эту толщу обычно сопоставляют с сарминской свитой татарского яруса Среднего Поволжья (Богданов, 1934; Мазарович, 1939; Соколова, 1958). Однако не исключено, что она относится к ветлужской серии, так как палеонтологических доказательств пермского возраста указанных красноцветов нет.

Красноцветная толща сложена глинами с подчиненными прослоями песчаников, реже алевролитов, мощностью 0,08—1,4 м. Изредка встречаются пропластки мергелей мощностью 0,05—0,3 м. Глины кирпично- и мясо-красные или красно-бурые, с редкими светлыми зеленовато-серыми пятнами, монотермитовые*, с примесью каолинита и гидрослюд (Соколова, 1958), неравномерно доломитистые, нередко магнезито-доломитовые, с кристаллами, прожилками и линзами гипса, неравномерно алевролитистые, массивные, местами неяснослоистые. Мощность пластов глин колеблется от 0,1 до 6 м. Песчаники светлые, зеленовато-серые и серые, редко красновато-желтые, кварцевые, карбонатно-глинистые, мелкозернистые, неяснослоистые. Алевролиты красно-бурые или мясо-красные, реже зеленовато-серые, олигомиктово-кварцевые, карбонатно-глинистые, тонколинейнослоистые благодаря глинистым прослойкам. Мергели кремово- и буровато-серые, мелкозернистые, доломитовые, массивные. Мощность татарских отложений горы Большое Богдо, по мнению А. А. Богданова и других исследователей, достигает 300—400 м.

* По современным представлениям монотермит представляет смесь неупорядоченного каолинита и гидрослюды.

У западной окраины синеклизы, вблизи городов Волжского и Красноармейска, пос. Светлый Яр и с. Абганерово, татарский ярус изучен еще хуже. По данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), он сложен глинами красно-бурыми или коричневыми, с включениями ангидрита и гипса, с подчиненными прослоями песчаников и доломитов (мощностью 0,4—2 м). Органические остатки не установлены. Мощность татарских отложений в западной части Прикаспийской синеклизы достигает вблизи соляных куполов 300—400 м.

Я. С. Эвентов (1962) высказал мнение о том, что в межкупольных мульдах татарский ярус имеет значительно большие мощности. Это подтвердилось в последнее время данными, полученными при бурении Аралсорской сверхглубокой скважины (в центральной части Прикаспийской синеклизы), в разрезе которой мощность татарских отложений превышает, по А. Г. Шлейфер, 500 м.

В разрезе татарского яруса наблюдается сложное переплетение фаций внутриконтинентальной низменной равнины: элювиальных и делювиальных, пролювиальных и фаций временных потоков, а также фаций небольших озер: пресных и солоноватоводных. Широкое развитие известковистых стяжений типа «журавчиков» и загипсованности указывает на то, что климат был сухим и жарким. Присутствие редких зеленовато-серых прослоев и пятен свидетельствует о кратковременных более влажных периодах, способствовавших накоплению органического вещества, которое обусловило появление серых тонов.

Татарские отложения, входящие в состав верхнепермско-нижнетриасовой красноцветной формации внутриконтинентальных равнин, образовались вследствие размыва возвышенности Донецко-Каспийской тектонической области. На это указывают увеличение к югу мощностей и содержания обломочных пород в разрезе татарского яруса, а также минеральный состав пород. Второстепенной областью сноса были возвышенности сводовой части Воронежской антеклизы. В Прикаспийской синеклизе дополнительными местными источниками сноса были своды растущих солянокупольных структур, на которых татарские отложения часто либо отсутствуют, либо имеют сокращенные мощности.

Донбасс, вал Карпинского и Предкавказская часть Скифской плиты

В пределах складчатого Донбасса пермь нигде не выявлена, а на валу Карпинского условно установлена нижняя пермь в районе Джаная. Сведения о пермских образованиях той части зоны Манычских прогибов, которая находится в пределах рассматриваемой территории, пока отсутствуют из-за большой глубины залегания палеозоя.

В Джанайской опорной скважине (Ясенева, 1956) под юрскими отложениями, в интервале 2475—2840 м, вскрыта толща темно-серых, почти черных пород с вишнево-красными и коричневато-вишневыми прослоями в нижней половине разреза. Указанная толща состоит из чередующихся сланцев (углисто-карбонатно-кремнистых и серицито-кремнистых), аргиллитов, песчаников и алевролитов с редкими прослоями мергелей и известняков. Красноцветная окраска приурочена к алевролитам и песчаникам. В карбонатных породах Джанайской скважины (интервал 2781—2792 м) Г. Д. Киреева определила фораминиферы *Ammodiscus* ex gr. *volgensis* Raus., *Hemigardius* aff. *simplex* Reitl., *H.* aff. *brunsielloides* Kir., *H.* cf. *umbilicatum* Kir., *H. tenuitescus* Kir. Этот комплекс близок к фауне картамышской свиты Бахмутской котловины, а данная свита сопоставляется сейчас с ниж-

ней зоной ассельского яруса. Л. П. Гроздилова определила в образцах (интервал 2701—2712 м) комплекс фораминифер (*Hemigordius* sp., *Agathammina* sp., *Ammovertella* sp., *Sphaerodiscus* sp., *Parastaffella* sp.), который, по ее мнению, может отвечать даже верхней перми, учитывая отсутствие швагерин. Однако швагеринины могут отсутствовать в связи с фациальными особенностями толщи. Поэтому вряд ли следует считать, что отложения, вскрытые Джанайской скважиной в интервале 2475—2840 м, по возрасту моложе ассельского яруса. Время образования нижележащей немой пачки (интервал 2840—3035 м) неясно; вероятно, эта пачка относится уже к карбону.

Условия осадконакопления в районе Джаная были, видимо, близки к тем, какие существовали в Преддонбасском прогибе.

Нерасчлененные пермские и триасовые отложения

В пределах вала Карпинского неоднократно отмечались изолированные останцы красноцветных терригенных пород, залегающих между складчатым палеозоем и отложениями нижней, реже средней, юры. Такие останцы обнаружены вблизи с. Промысловки, поселков Кировского, Ики-Бурула, Комсомольского, г. Каспийского и др. Из-за отсутствия органических остатков и плохого знания литологических особенностей разрезов (последнее обусловлено очень низким выходом керна) пока не удалось найти объективные данные для датировки возраста красноцветных останцов. Одни исследователи относят их к пермтриасу или нижнему триасу, другие — к юре. По мнению Е. В. Мовшовича, упомянутые красноцветы могут иметь различный возраст, начиная от нижней перми и кончая юрой. Только после накопления новых данных и проведения специальных исследований появится возможность решить этот вопрос.

На существующей стадии изучения красноцветы южного склона вала Карпинского (они представлены главным образом глинистыми породами) условно можно отнести к триасу и к юре, а сводовой части вала Карпинского (район с. Промысловки) — только к триасу. На присутствие последнего указывает находка верхнетриасовых харофитов (определения В. Г. Малой и Л. Я. Сайдаковского) в шоколадно-бурых аргиллитах, из скв. 2 Северо-Камышанской площади (интервал 2856—2860 м), вблизи пос. Комсомольского. Особняком стоит красноцветная песчано-конгломератовая толща мощностью до 269 м, вскрытая в районе поселков Кировского и Мумры. Как полагает И. Г. Сазонова, эта толща соответствует аналогичным нижнетриасовым образованиям горы Большое Богдо. По мнению Е. В. Мовшовича, указанная толща может оказаться аналогом сакмарско-артинских отложений зоны Астраханских поднятий, но образование ее происходило в иной фациальной обстановке (предгорные или межгорные пролювиальные выносы), чем и объясняется литологическое отличие от разреза нижней перми Астраханских поднятий. Однако ни одно из этих мнений не подкреплено вескими доказательствами.

На площади вала Карпинского в строении отдельных красноцветных останцов, залегающих на складчатом палеозое под юрскими отложениями, возможно, принимают участие и татарские отложения. Более вероятно распространение татарских образований* под осадками нижнего триаса в зоне Манычских прогибов (см. рис. 34), если учесть

* В. М. Демин (1961) выделял татарские отложения в районе г. Сальска, однако в настоящей работе они рассматриваются как триасовые (см. раздел «Триасовая система»).

большую мощность развитых здесь красноцветов. Подобные соображения развивались М. Ф. Мирчинком и др. (1961), Е. В. Мовшовичем; Д. В. Несмеяновым и др.

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

Сопоставление нижнепермских отложений (см. рис. 29) показывает, что к западу из разреза последовательно выпадают сначала кунгурские, затем сакмарско-артинские и, наконец, ассельские образования. Хотя современные границы распространения всех указанных ярусов сдвинуты к востоку относительно древних береговых линий вследствие последующих размывов, относительное положение границ, видимо, изменилось мало. Такая закономерность в распространении отложений и особенности смены пород в вертикальном разрезе позволяют сделать вывод о том, что нижнепермские осадки являются образованиями единого регрессировавшего бассейна, унаследованного от верхнекаменноугольной эпохи. Этот вывод справедлив, несмотря на явления местных размывов у западной окраины бассейна и кратковременную трансгрессию в среднеассельское время. Данный бассейн был частью внутриконтинентального бассейна юго-востока и востока Восточно-Европейской платформы и эволюционировал в условиях жаркого аридного климата, что привело к смене во времени карбонатных формаций сульфатными, а последних — калийно-галититовыми.

По мнению В. Д. Наливкина, А. Б. РONOва и В. Е. Хаина (1964), ранняя пермь соответствует самостоятельному циклу второго порядка, являющемуся предпоследним в герцинском (первого порядка) цикле тектогенеза. Регрессия бассейна, несомненно, была обусловлена процессом общего воздымания континента, связанного со складкообразованием в Уральской и Донецкой геосинклинальных областях.

Наличие обломков известняков с фауной всех отделов карбона позволяет сделать вывод о том, что основная фаза герцинского тектогенеза в Донецко-Каспийской области протекала с сакмарского века или со второй его половины до конца артинского века (Лапкин, 1961; Мовшович, 1964, 1966), так как в артинское время палеозой вала Карпинского был уже смят в складки, и размыву подвергались отложения всех горизонтов карбона. Этот вывод подтверждается данными по Бахмутской котловине, где размыв палеозоя Донбасса начался с ассельского века (Бондаренко, Лапкин, Шамаев, 1966), но резко усилился в посленижнесакмарское время (Лейе, Борисенко, 1965). В кунгуре размыв резко уменьшился.

Отложения поздней перми (если не рассматривать уфимские(?) образования, которые выделены условно и изучены еще недостаточно) залегают на более древних породах трансгрессивно, что обусловлено кратковременным расширением нижнеказанского моря.

Несмотря на казанскую и баскунчакскую трансгрессии, верхнепермские отложения вместе с нижнетриасовыми также образуют, по мнению В. Д. Наливкина, А. Б. РONOва и В. Е. Хаина (1964), единую регрессивную серию, соответствующую заключительному циклу второго порядка в герцинском цикле тектогенеза. Д. В. Наливкин (1960) рассматривает эту регрессивную серию как значительную часть верхнепалеозойского макроритма. Перерыв между указанным и раннепермским циклами был сравнительно небольшим. Налегание татарских отложений в западной части рассматриваемой территории на разные горизонты карбона и на ассельский ярус перми объясняется не столько перерывом в осадконакоплении, продолжавшимся главным образом в течение кунгурского века, сколько интенсивным размывом, происхо-

дившим в верхнеказанское время и, возможно, в начале татарского века. В современном распространении пород верхней перми и нижнего триаса намечается заметное различие между восточным и южным склонами Воронежской антеклизы. В зоне сочленения южного склона антеклизы со складчатой Донбассом отложения всех верхнепермских и нижнетриасовых горизонтов распространены значительно западнее по

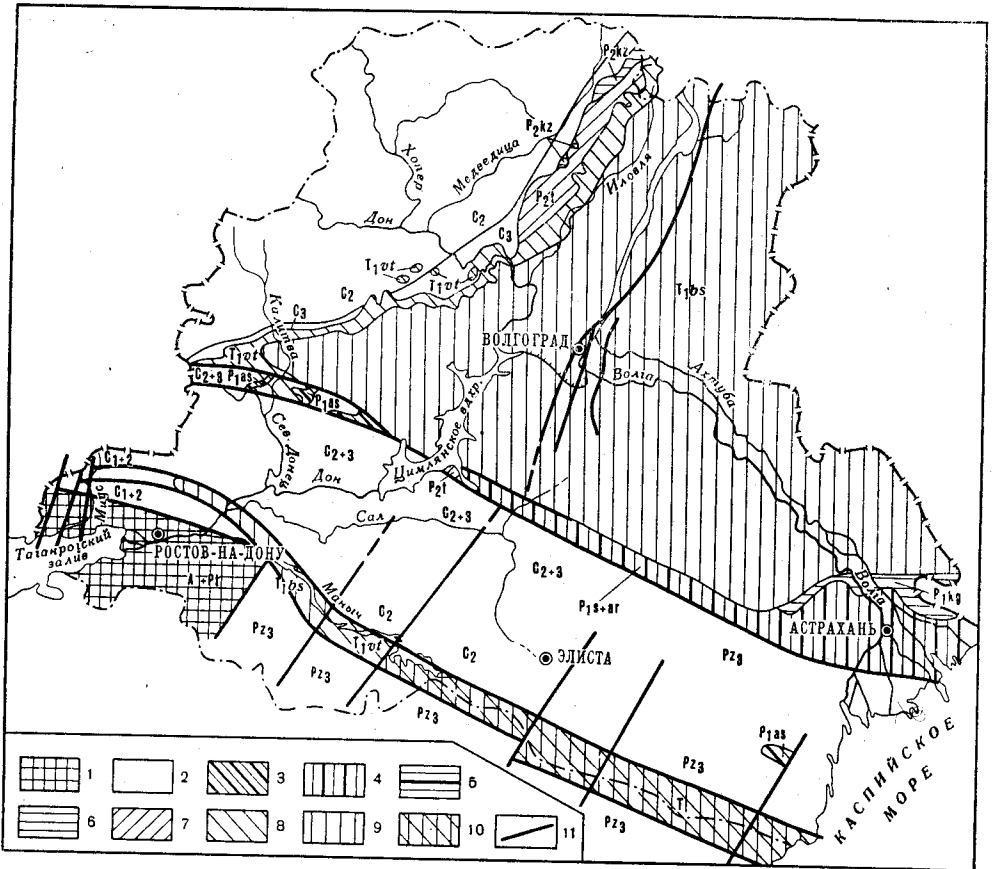


Рис. 35. Схематическая геологическая карта триасовых отложений со снятыми более молодыми образованиями

1 — архей и протерозой; 2 — карбон (в пределах вала Карпинского); 3 — ассельский ярус; 4 — сакмарский и артинский ярусы; 5 — кунгурский ярус; 6 — казанский ярус; 7 — татарский ярус; 8 — ветлужская серия; 9 — баскунчакская серия; 10 — нерасчлененный триас; 11 — разломы

сравнению с восточным склоном, что хорошо видно на палеогеологической карте доюрской поверхности (рис. 35). Такая закономерность обусловлена приуроченностью области сравнительно устойчивого прогиба к упомянутой зоне сочленения. Этот длительно существовавший прогиб в районе границы платформы и складчатой зоны некоторые исследователи считают краевым. Он заполнен в основном продуктами разрушения поднятий Донбасса и вала Карпинского.

Данные о пермском вулканизме на рассматриваемой территории пока отсутствуют, если не считать сведений о туфогенных прослоях в верхней части кунгурской соленосной толщи района с. Азгир. Некоторые исследователи допускают, что жилы изверженных пород, секущие каменноугольные отложения Донбасса, являются продуктом пермской магматической деятельности.

В дальнейшем необходимо продолжить работу по уточнению стратиграфии пермских отложений и увязке их разрезов в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности и калиеносности. Наибольшее внимание необходимо уделить расчленению сакмарско-артинской, кунгурской и татарской толщ, выделению уфимских и верхнеказанских отложений. Первоочередными задачами являются исследование литологических и фациальных комплексов всех ярусов пермской системы в Прикаспийской синеклизе и в зоне ее обрамления, а также изучение пермских отложений в зоне Манычских прогибов. В пределах вала Карпинского нужно выяснить возраст останцов пестроцветов, залегающих на складчатом палеозое под юрой или нижним мелом.

Много предстоит сделать при монографическом описании всех групп древних организмов и растений. Необходимо также произвести детальный литолого-фациальный анализ пермских отложений, что позволит однозначно сопоставлять разрезы, выяснить перспективы выявления полезных ископаемых и точнее направлять поисково-разведочные работы. Изучение пермского вулканизма также может помочь в выявлении новых полезных ископаемых.

МЕЗОЗОИ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Районы развития триасовых отложений охватывают почти половину описываемой территории. Среди пород триаса преобладают континентальные терригенные пестроцветы ветлужской серии и карбонатно-терригенные образования баскунчакской серии нижнего триаса. Суммарная мощность нижнего отдела достигает 400—470 м, а в межкупольных мульдах Прикаспийской синеклизы 1300—1400 м (вскрытая мощность) и более (см. рис. 35).

Отложения среднего отдела до сих пор не обнаружены, как и на большей части Восточно-Европейской платформы. Возможно эти отложения будут найдены на восточной окраине рассматриваемой территории, так как, по данным Е. И. Соколовой и В. В. Липатовой, они, вероятно, присутствуют в центральной части Прикаспийской синеклизы.

Верхний отдел (подразделяемый на кейперский и рэтский ярусы) условно выделяется только в межкупольных мульдах Прикаспийской синеклизы и ее прибортовой зоны. Характер и распространение основных типов пород и крупных фациальных комплексов триаса в разных геоструктурных районах рассматриваемой территории схематически показаны на рис. 36.

Непосредственно на триасовых отложениях залегают породы средней юры, нижнего и верхнего мела, а в районе г. Каменска-Шахтинского — своеобразная глыбово-брекчиевая толща палеоцена («агломерат»). На соляных куполах триас перекрыт палеогеном, неогеном и антропогеном. На дневную поверхность выходят только отложения нижнего отдела на горе Большое Богдо, на Донской Луке (правый берег Дона к северу от станции Сиротинской) и у с. Гвардейского на р. Иловле (к юго-востоку от г. Жирновска).

Палеонтологическое обоснование нижней границы и расчленение триасовой системы произведены в настоящей работе согласно «Унифицированной схеме стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы» (1962), «Решениям Первого совещания Постоянной стратиграфической комиссии по триасовым отложениям СССР» (Кипарисова, Романовская, 1961) и «Решению Межведомственного совещания по

В. М. Демин, Е. В. Мовшович, А. В. Урусов и другие детально изучили литологию, палеонтологию и стратиграфию этого важного разреза, являющегося единственным крупным обнажением триасовых отложений на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. Кроме того, изучение органических остатков из этого разреза производили М. В. Баярунас, З. Д. Белоусова, Е. А. Егорова, И. А. Ефремов, О. Б. Кетат, Л. Д. Кипарисова, М. И. Мандельштам, Б. В. Мирошниченко, Г. Г. Пославская, Л. Я. Сайдаковский, В. П. Синегуб, В. В. Спирина, Н. Н. Старожилова, В. А. Троицкая, А. В. Хабаков, Ф. Н. Чернышев, А. Г. Шлейфер, Г. Ф. Шнейдер и др.

В основных чертах схема стратиграфии триаса горы Большое Богдо выработана П. А. Православлевым, А. А. Богдановым и А. Н. Мазаровичем. Эта схема основана на сопоставлении с триасом Поволжья, по аналогии с которым А. Н. Мазарович в 1928—1939 гг. выделил в разрезе горы Большое Богдо бузулукскую и тананыкскую свиты. Впоследствии С. П. Рыков, В. Г. Очев и другие исследователи отмечали, что это сопоставление неточно. Поэтому теперь указанные названия свит почти не употребляются. Однако в 1966 г. Г. И. Блом показал, что в стратотипическом разрезе тананыкская свита занимает положение, аналогичное с одноименной свитой горы Большое Богдо.

С. П. Рыков до 1964 г. проводил границу нижнего триаса и верхней перми в разрезе горы Большое Богдо по кровле бузулукской свиты (конгломерато-песчаной толщи), выделенной А. Н. Мазаровичем. Однако большинство исследователей в последнее время проводят эту границу на том же уровне, что и А. Н. Мазарович.

Пестроцветы района Донской Луки относились в XIX в. А. В. Гуровым и И. Ф. Леваковским, П. П. Пятницким и А. А. Штукенбергом к постплиоценовым образованиям, А. Н. Семихатовым (1914) к карбону и П. Н. Чирвинским (1918 г.) — к перми. Впоследствии Г. Н. Каменский, а также С. В. Семихатова, выделившая рассматриваемые пестроцветы под названием липовской свиты, и Н. И. Воронин отнесли эти породы к верхам верхнего карбона, но допускали и пермский их возраст. Позднее Е. И. Соколова на основании микрофаунистических исследований остракод, выполненных Л. Г. Дайн, и Ф. П. Пантелеев, на основе изучения И. А. Ефремовым остатков позвоночных, сделали вывод о нижнетриасовом возрасте липовской свиты. Затем от термина «липовская свита» отказались, так как она включает не только баскунчакскую серию, но и маломощные слои ветлужской серии. По мнению В. М. Демина, нижние слои липовской свиты относятся уже к татарскому ярусу, однако убедительных палеонтологических доказательств этого пока не имеется. В 1964 г. С. П. Рыков и В. Г. Очев приводят данные о баскунчакском возрасте липовской свиты, в том числе и нижней толщи красноцветных глин.

Между липовской свитой и средней юрой Ф. П. Пантелеев, а позже В. М. Демин пытались условно выделить сероцветную толщу песков и глин верхнего триаса, названную ими яблонской свитой. С. П. Рыков отнес эту свиту к нижней юре. По мнению А. В. Смирнова и А. И. Сарычевой, указанная маломощная толща относится к низам байосского яруса средней юры. Последняя точка зрения наиболее обоснована. Более достоверно верхний триас выделен в 1953 г. Н. И. Усковой в разрезе Эльтонской опорной скважины, а в 1964 г. — А. В. Урусовым, В. П. Синегуб и другими в межкупольных пространствах Прикаспийской синеклизы, к востоку и югу от г. Волгограда. К северу от Донбасса пестроцветы, условно отнесенные к триасу, были вскрыты в предвоенные годы буровыми скважинами у станции Глубокая, в верховьях р. Березовой, и в 25 км к северо-востоку от г. Котельниково.

В послевоенные годы триасовые пестроцветы были установлены в скважинах на территории Волгоградского Поволжья.

На севере Ростовской области красноцветы триаса были ошибочно отнесены в 50-х годах к нижней перми А. Я. Дубинским, В. А. Банковским и Н. А. Редичкиным. Эта ошибка была выявлена для южной половины территории В. М. Деминим, а для северной — Г. Д. Киреевой и В. П. Ступаковым (1959).

С 1949 г. изучение разрезов и обобщение материалов по триасу проводит группа сотрудников Всесоюзного Научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института под руководством Я. С. Эвентова (1956б, 1962), которым была составлена литолого-фациальная карта раннего триаса Нижнего Поволжья. Аналогичную работу для Прикаспийской впадины провела Е. И. Соколова в 1954 г. В 1953—1962 гг. изучением ряда разрезов триаса северо-восточной окраины Донбасса и прилегающих районов занимался В. М. Демин. Ценный фактический материал о литологии и распространении нижнетриасовых отложений на севере Ростовской области приведен В. Г. Ананьевым, Г. И. Вольпиным, М. С. Бердаком и В. А. Панфиловым.

Баскунчакские отложения сначала выделялись только в Северном Прикаспии (Мазарович, 1939; Рыков, 1956; Соколова, 1958; Эвентов, 1956б). Позже они были обнаружены на юго-западе Волгоградской области (Демин, 1959; Смирнов, 1960), а в последнее время — и на севере Ростовской области (Мовшович, 1963, 1965б). Соображения о возрасте баскунчакской серии на основании сопоставления ее с морскими триасовыми отложениями Мангышлака высказывали Т. В. Астахова (1956), М. В. Баярунас (1936), Л. Д. Кипарисова, В. С. Курбатов (1952), А. Н. Мазарович (1939), А. А. Шевырев и А. Е. Шлезингер (1960).

Новейшие данные по стратиграфии, литологии и палеогеографии триаса содержатся в трудах А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965) — для Волгоградского Поволжья и Е. В. Мовшовича (1965б, 1966) — для территории Ростовской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР.

Воронежская антеклиза и Прикаспийская синеклиза

Нижний отдел

Нижний триас подразделен на ветлужскую и баскунчакскую серию. Как и в других районах Восточно-Европейской платформы, на рассматриваемой территории остается неясным, полностью ли соответствует ветлужская серия индскому ярусу, а баскунчакская — оленекскому ярусу.

Нижнетриасовые отложения широко развиты в пределах Приволжской моноклинали, на восточном склоне Доно-Медведицкого вала, в Тормосинском прогибе, а также в Прикаспийской синеклизе.

Ветлужская серия. Северо-западная граница поля распространения ветлужской серии (рис. 37) является эрозионной, возникшей в результате доюрских и частично домеловых размывов. Юго-западная граница совпадает большей частью с Главным Северным надвигом, отходя от этого разрыва на приподнятых участках межнадвиговой зоны и совпадая в таких случаях с Северодонецким надвигом. К юго-востоку от Цимлянского водохранилища граница распространения ветлужской серии совпадает с юго-восточным продолжением Главного Северного (Алмазно-Марьевского) надвига и далее проходит по северным склонам поднятий, входящих в состав Астраханской зоны.

Ветлужская серия сложена терригенными пестроцветами континентального происхождения. Они залегают с географическим несогласием на породах карбона, а также нижней и верхней перми. Проведение нижней границы серии при отсутствии палеонтологических данных

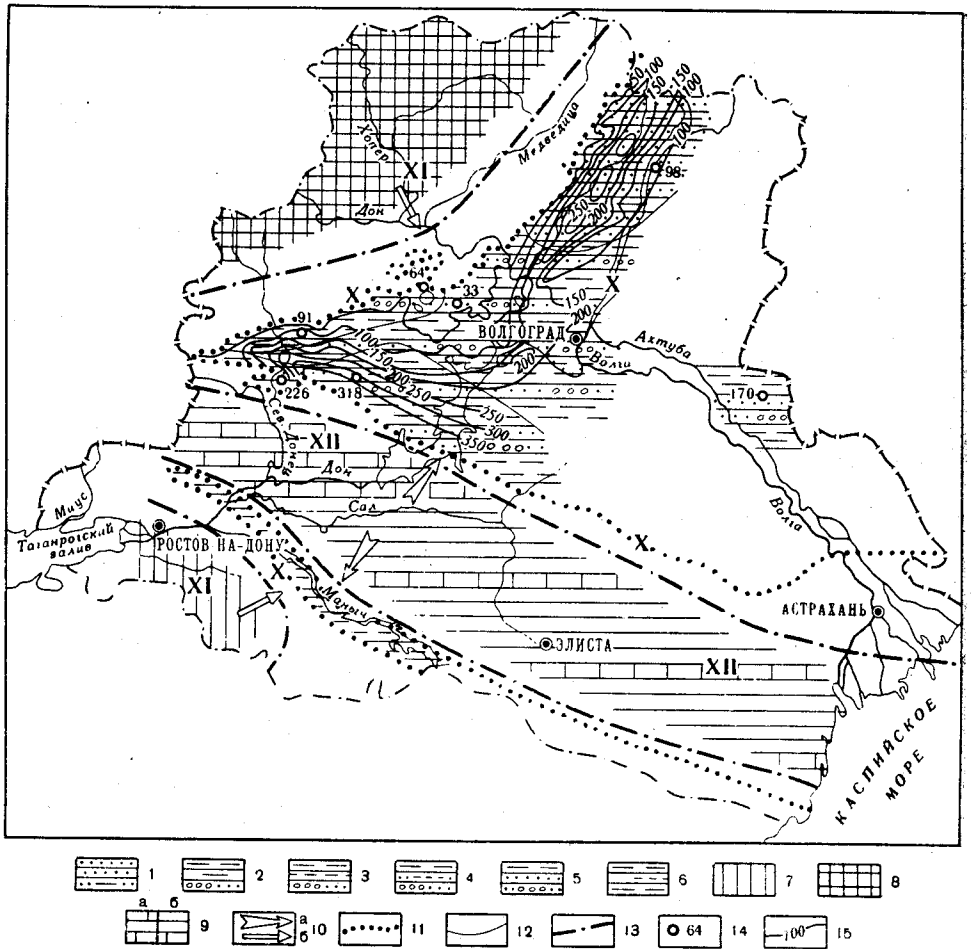


Рис. 37. Литолого-палеогеографическая карта раннего триаса. Ветлужский век
Литологические комплексы: 1 — песчаники с прослоями глин, 2 — глины с прослоями песчаников и реже гравелитов, 3 — глины с прослоями алевролитов и песчаников, реже гравелитов, 4 — глины с прослоями песчаников, реже алевролитов и иногда гравелитов, 5 — глины и песчаники, иногда прослой конгломератов, 6 — глины с прослоями песчаников и алевролитов; породы областей сноса: 7 — кислые изверженные и метаморфические; 8 — изверженные, метаморфические и осадочные; 9 — осадочные обломочные, с частыми (а) и редкими (б) прослоями карбонатных; 10 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 11 — древних размывов, 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — разрез по скважине, 15 — мощность (м); 15 — изопакты. Палеогеографические области: X — равнины низменные; XI — равнины возвышенные; XII — низкие горы

затруднительно только в случаях залегания ветлужских образований на татарском ярусе. В ряде разрезов в основании ветлужской серии наблюдаются конгломерат и другие следы перерыва, что позволяет предполагать региональный перерыв в осадконакоплении между пермью и триасом в пределах рассматриваемой территории. На это же указывает различная ориентировка контуров распространения ветлужских и татарских образований, а также характер распределения мощностей (Мовшович, 1966).

Ветлужские отложения выходят на дневную поверхность только в нескольких пунктах, упомянутых выше. Их мощность колеблется от 0 до 350 м, а в Прикаспийской синеклизе достигает 1000 м. Глубина залегания кровли колеблется от 50—175 м выше уровня моря до 1600—1800 м ниже его.

В пределах Приволжской моноклинали и части восточного склона Доно-Медведицкого вала отложения ветлужской серии залегают на породах татарского яруса, и только на юго-западе данного района они местами ложатся на казанские и верхнекаменноугольные образования. По данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), в северной части этого района ветлужская серия представлена толщей песчаников с подчиненными прослоями глин мощностью 0,05—1,7 м*. Песчаники светло- и буровато-серые, мелкозернистые, с карбонатно-глинистым цементом. Глины светлые, коричневые и зеленовато-серые, гидрослюдистые, изредка с примесью монтмориллонита или каолинита, массивные, алевритистые и тонкоотмученные, неравномерно карбонатные, изредка переходящие в мергели красновато-коричневые и светлые голубовато-серые, известковистые и доломито-известковистые мощностью до 2 м. Очень редко встречаются гравелиты, состоящие из гравия микрозернистых известняков и кремней. Из органических остатков в ветлужской толще установлены остракоды (скв. 378 Ольховская, интервал 690—755 м): *Darwinula* sp., *D. oblonga* Schneid., *D. rotundata* Lüb., *Clinocypris triassica* (Schneid.) (определения О. Б. Кетат).

В разрезах смежных районов аналогичная песчаная толща отнесена к ветлужской серии на основании ее сходства с Ольховским разрезом (по данным изучения керна и промыслово-геофизическим исследованиям), а также с учетом ее стратиграфического положения между палеонтологически охарактеризованными слоями татарского яруса и баскунчакской серии. Наиболее изученные разрезы песчаной толщи расположены к западу и северо-западу от г. Камышина, около поселков Николаевского и Ольховка. Мощность серии достигает 250 м.

В южной части Приволжской моноклинали, по данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), песчаная толща сменяется преимущественно глинистой (см. рис. 37) с подчиненными прослоями песчаников (мощностью 0,5—4,8 м), реже алевролитов (до 0,3 м), а также единичными прослоями мергелей (0,05—3 м) и гравелитов (0,05—0,9 м). Песчаные прослои концентрируются большей частью в нижней половине толщи. Глины кирпично-красные, коричнево-бурые и зеленовато-серые, неравномерно алевритистые (от тонкоотмученных до алевритовых), реже песчанистые, доломитистые, известковистые и известковисто-доломитистые, массивные и тонкослоистые. Песчаники и алевролиты светло-серые и светло-коричневые, олигомиктовые, существенно кварцевые, известковисто-глинистые, реже кремнисто-глинистые и глинистые, массивные. Структура песчаников мелкозернистая. Мергели зеленовато-серые, доломитовые, известковистые (редко сидеритовые), массивные. Гравелиты зеленовато-серые, состоящие на 70—75% из гравия известняков и глин, скрепленного глинисто-кальцитовым или глинистым, реже кремнисто-песчаным материалом.

Ветлужская серия этого района охарактеризована остракодами: *Darwinula oblonga* Schneid., *D. rotundata* Lüb., *D. parva* Schneid., *D. liassica* (Brodie), *D. promissa* Lüb., *D. arta* Lüb., *D. globosa* Duff., *D. radzenkoi* Mand., *D. laciniosa* Mand., *D. noinskyi* Bel.

* Здесь и ниже указываются пределы колебаний мощностей одного прослоя.

D. fragilis Schneid., *D. designata* Schneid., *Clynocypris triassica* (Schneid.), *Gerdalia longa* Bel. (определения В. М. Демина, Е. А. Егоровой, О. Б. Кетат и В. В. Спириной) и харовыми водорослями: *Stellatochara maedleriformis* Said., *St. schneiderae* Said., *St. mädleri* H. af R., *Maslovichara rotundata* Said., *Sphaerochara globosa* (Said.), *Sph. cf. karpinskiyi* (Dem.) Said., *Stenochara mädleri* (H. af. R.) Gramb., *St. pseudoglypta* (H. af. R.) Gramb., *St. elongata* Said., *Porochara triassica* (Said.) Gramb., *P. ukrainica* Said. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского). Мощность ветлужских образований в южной части Приволжской моноклинали достигает 200 м.

Южнее, в восточной части Тормосинского прогиба, ветлужские отложения залегают на татарских и верхнекаменноугольных породах. Наиболее изученные разрезы расположены вблизи пос. Новоцимлянского, хутора Тормосин и севернее, вплоть до пос. Суровикино. По данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), Е. В. Мовшовича, ветлужская серия складывается здесь глинами с многочисленными прослоями алевролитов и песчаников мощностью от 0,1—2,0 до 3—5 м, редко до 10—25 м. С севера на юг увеличивается доля песчано-алевритовой примеси в глинах, а также количество алевролитов и песчаников в разрезе ветлужской серии; одновременно количество глин уменьшается к югу до 45—50%. Общая мощность серии растет к юго-востоку от 0 до 350—400 м.

Глины красно-бурые, кирпично-, реже малиново- и вишнево-красные, с зеленовато-серыми пятнами и прослойками, местами зеленовато-серые с красно-бурыми пятнами, гидрослюдистые, реже каолинит-гидрослюдистые, иногда с примесью монтмориллонита, неравномерно известковистые, местами доломитистые, массивные и неяснослоистые, нередко с известковистыми стяжениями. Песчаники зеленовато-, голубовато- и буровато-серые с красно-бурыми пятнами, реже кирпично-красные, красно-, коричнево- и палево-бурые с зеленовато-серыми пятнами, олигомиктовые, мелко- и среднезернистые, массивные, нередко горизонтально- и косослоистые, с известковисто-глинистым и глинистым цементом базального, базально-порового, реже контактового типа, Алевролиты отличаются от песчаников только структурой.

Мергели встречаются очень редко и ничем не отличаются от одноименных пород юга Приволжской моноклинали. Отмечаются также эпизодические прослои гравелитов красно-бурой, кирпично-красной, зеленовато-серой, желто-бурой и пестрой окраски мощностью от 0,05 до 2,5 м, чаще 0,1—0,5 м. Они состоят из окатанного и угловато-окатанного гравия, а иногда мелкой гальки известняков, кремней разных тонов, зеленовато-серых и буровато-серых аргиллитов и мелкозернистых песчаников, скрепленных известковисто-глинистым, часто алевролитисто-песчанистым цементом базального и порово-базального, редко контактового типов. Текстура обычно массивная. Более распространены известняковые гравелиты, пропитанные гидроксидами железа.

В ветлужской серии здесь установлены филлоподы (определения Е. М. Люткевича) *Estherites (Estheriina) aqualis* (Lüt k.), остракоды (определения З. Д. Белоусовой, Е. А. Егоровой, О. Б. Кетат и В. В. Спириной) *Darwinula oblonga* Schneid., *D. nota* Schneid., *D. liassica* (Brodie), *D. chrarnovi* (Gleb.), *D. adducta* Lüb., *D. rotundata* Lüb., *D. arta* Lüb., *D. laciniosa* Mand., *D. pseudoinornata* Bel., *D. accuminata* Bel., *D. ex gr. pseudoblonga* Bel., *D. aff. kassini* Bel., *D. accurata* Bel., *D. longissima* Bel., *Clynocypris triassica* (Schneid.), *Gerdalia longa* Bel., *G. noinskyi* Bel., *Suchonella* sp.,

S. ex gr. nasalis (Schägar.) и др., харофиты, определенные В. М. Деминым*: *Sphaerochara sphaerica* (Dem.), *Sph. donica* (Dem.), *Sph. karpinskyi* (Dem.) Said., *Stenochara longa* (Dem.) Said., *Stellatochara donbassica* (Dem.) Said., а также харофиты, определенные позже Л. Я. Сайдаковским: *Stellatochara schneiderae* Said., *St. maedleriiformis* Said., *St. donbassica* (Dem.) Said., *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Sph. karpinskyi* (Dem.) Said., *Porochara belorussica* Said., *Maslovichara rotunda* Said., *Stenochara maedleri* (H. af. R.) Gramb.

В западной части Тормосинского прогиба ветлужские отложения залегают на породах татарского и ассельского ярусов, а также верхнего и среднего карбона. Наиболее изученные разрезы расположены в районе пос. Горняцкого, вдоль р. Березовой, и к востоку от пос. Глубокого. Они сложены, по данным Е. В. Мовшовича (1964), теми же породами, что и на юге Приволжской моноклинали и в Тормосинском прогибе. Только вдоль северной окраины поля распространения ветлужской серии песчаники преимущественно замещены алевролитами (см. рис. 37). Глины обычно гидрослюдистые и монтмориллонит-гидрослюдистые, реже с примесью каолинита, местами содержат значительное количество журавчиков, размеры которых вниз по разрезу увеличиваются. Кроме того, характерно развитие в основании серии не только редких прослоев гравелитов, но и конглобрекций, отличающихся от первых лишь остроугольной формой обломков и явно представляющих собой элювиально-делювиальные образования. В ветлужских отложениях западной части Тормосинского прогиба, как и в разновозрастных образованиях восточной части этого прогиба, при приближении к Донбассу растет количество песчаников и алевролитов (табл. 28).

Таблица 28

Содержание пород в разрезах ветлужской серии нижнего триаса западной части Тормосинского прогиба и междвиговой зоны (в %)

| Номер скважины | Мощность толщи, м | Глины | Алевролиты | Песчаники | Псефиты |
|----------------|-------------------|-------|------------|-----------|---------|
| 54 | 89 | 59 | 36 | 1 | 4 |
| 69 | 60 | 56 | 21 | 21 | 2 |
| 2563 | 136 | 70 | 25 | 5 | 0 |
| 1800 | 301 | 48 | 35 | 17 | 0 |
| 2809 | 143 | 43 | 36 | 20 | 1 |
| 1823 | 100 | 49 | 32 | 19 | 0 |
| 3028 | 232 | 58 | 16 | 19 | 7 |
| 3027 | 267 | 40 | 32 | 27 | 1 |
| 3026 | 319 | 26 | 38 | 22 | 14 |

На крайнем юге западной части Тормосинского прогиба, в междвиговой зоне, выделенной В. Г. Ананьевым и др., И. О. Бродом, Д. В. Несмеяновым, Р. Б. Сейфуль-Мулюковым (1962), залегают прослои своеобразных гравелито- и конгломератовидных песчаников, содержащих катуны уплотненных голубовато-серых глин размером до 10 мм, реже до 15—20 мм. В обычных гравелитах и конгломератах, также широко распространенных здесь, обломки известняков содержат

* Названия видов, определенных В. М. Деминым, даны здесь и ниже в соответствии с общепринятой систематикой, предложенной В. П. Масловым, Л. Я. Сайдаковским и др.

фораминиферы верхнего, реже среднего карбона, а в базальных слоях серии — ассельского яруса (определения Н. А. Редичкина).

Для межнадвиговой зоны ранее делались попытки (Банковский и Редичкин, 1959; Демин, 1958) расчленить охарактеризованную выше толщу на свиты: литвиновскую (условно казанский ярус) и шолоховскую (условно татарский ярус и, возможно, ветлужская серия). Основанием для этого было обнаружение в низах литвиновской свиты одного экземпляра пиритизированной раковины *Bythocypris* cf. *osagensis* Kellet. Совместно с этой формой были найдены плохо сохранившиеся остракоды, сходные с дарвинулидами, а также раковины древнего облика типа лепердиций.

Учитывая большое литологическое сходство «литвиновской» свиты с отложениями татарского яруса и ветлужской серии смежных районов, а также принимая во внимание отсутствие какого-либо сходства данной свиты с карбонатной толщей казанского яруса юга Волгоградского Поволжья и другие соображения (Мовшович, 1964), невозможно параллелизовать литвиновскую свиту с казанским ярусом. Неверно также относить всю эту свиту или ее самые нижние слои к татарскому ярусу на основании вышеупомянутых находок остракод («Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г.», 1965; Мовшович, 1963, 1964). В карбоне северных окраин Донбасса нередко встречаются виды остракод, родственных вышеупомянутым (Витенко, Поляк, 1963); поэтому с учетом плохой сохранности форм, найденных в литвиновской свите, легко можно допустить, что эти формы переотложены.

Все вышеизложенное, а также наличие в разных частях разреза пестроцветной толщи района с. Литвиновки нижнетриасовых остракод и харофитов *Darwinula* sp., *D. oblonga* Schneid., *D. promissa* Lüb., *D. cf. elongatissima* Mand., *Stellatochara donbassica* (Dem.) Said., *Sphaerochara* sp., *Sph. karpinskyi* (Dem.) Said. и *Sph. donica* (Dem.) (определения В. М. Демина) в сочетании с результатами исследований В. Г. Малой и Л. Я. Сайдаковского позволяет отнести рассматриваемую толщу к ветлужской серии. Изучение новых данных показывает, что шолоховская свита (соответствующая верхней части разреза пестроцветов, обогащенной псаммитами и псефитами) не может быть выделена повсеместно. В действительности это — своеобразная фация пролювиальных выносов среди обычных ветлужских образований, распространенная в виде линз в узкой полосе шириной 2—2,5 км вдоль Главного Северного (Алмазно-Марьевского) надвига. Содержание различных пород в разрезах ветлужской серии межнадвиговой зоны показано в таблицах 29 и 30.

Ветлужские отложения западной части Тормосинского прогиба содержат филлоподы — *Estherites* (*Estheriina*) *aequalis* Lutk. (определения Е. М. Люткевича), остракоды — *Darwinula oblonga* Schneid., *D. parva* Schneid., *D. chramovi* (Gleb.), *D. gerdae* (Gleb.), *D. globosa* Duff., *D. liassica* (Brodie), *D. laciniosa* Mand., *D. accepta* Lüb., *D. radezenkoi* Mand., *D. promissa* Lüb., *D. ingrata* Lüb., *D. aff. arta* Lüb., *D. accuminata* Bel., *D. pseudooblonga* Bel., *D. pseudoobliqua* Bel., *D. triassiana* Bel., *D. pseudoinornata* Bel., *Clinocypris lata* (Schneid.), *Cl. triassica* (Schneid.), *Gerdalia wetlugensis* Bel., *Suchonella typica* Spizh. и др. (определения В. М. Демина, Е. А. Егоровой и Л. Я. Сайдаковского), а также харофиты *Stellatochara donbassica* (Dem.) Said., *St. maedleri* H. af. R., *St. maedleriiformis* Said., *St. schneiderae* Said., *Maslovichara gracilis* Said., *M. rotunda* Said., *M. incerta* Said., *M. fragilis* Said.,

Таблица 29

Литологический состав ветлужской серии межнадвиговой зоны
(по скважинам субмеридионального профиля; в %)

| Свита | Номер скважины | Мощность толщи, м | Глины | Алевриты | Песчаники | Псефиты |
|--------------|----------------|-------------------|-------|----------|-----------|---------|
| Шолоховская | 1527 | 117,7 | 34 | 0 | 39 | 27 |
| | 3027 | 133,0 | 53 | 34 | 11 | 2 |
| | 117 | 111,0 | 39 | 10 | 48 | 3 |
| | 3028 | 117,0 | 37 | 24 | 32 | 7 |
| | 1823 | 58,0 | 46 | 25 | 29 | 0 |
| Литвиновская | 1527 | 192,7 | 32 | 13 | 53 | 2 |
| | 3027 | 134,0 | 28 | 30 | 42 | 0 |
| | 117 | 111,0 | 31 | 3 | 30 | 3 |
| | 3028 | 115,0 | 79 | 8 | 5 | 8 |
| | 1823 | 47,0 | 52 | 40 | 8 | 0 |

Таблица 30

Литологический состав ветлужской серии межнадвиговой зоны
(по скважинам широтного профиля; в %)

| Номер скважины | Мощность толщи, м | Глины | Алевриты | Песчаники | Псефиты |
|----------------|-------------------|-------|----------|-----------|---------|
| 108* | 99 | 17 | 21 | 55 | 7 |
| 97* | 108 | 44 | 4 | 47 | 5 |
| 98 | 276 | 55 | 14 | 30 | 1 |
| 3026 | 319 | 26 | 38 | 22 | 14 |
| 1527 | 310 | 32 | 8 | 48 | 12 |
| 2417 | 226 | 47 | 15 | 37 | 1 |
| 2654** | 242 | 6 | 65 | 27 | 2 |
| 2655** | 48 | 50 | 0 | 50 | 0 |
| 2652 | 273 | 25 | 22 | 40 | 13 |
| 2419** | 41 | 50 | 0 | 50 | 0 |
| 2426** | 117 | 6 | 46 | 38 | 10 |
| 2344** | 91 | 50 | 42 | 6 | 2 |

Одной звездочкой отмечены скважины, в которых вскрыта только нижняя часть разреза пестроцветов, двумя — скважины, вскрывающие только верхнюю часть разреза.

Stenochara donetziana Said., *S. pseudoglypta* (H. af. R.) Gramb., *S. maedleri* (H. af. R.) Gramb., *St. elongata* Said., *S. shaikini* Said., *Sphaerochara karpinskyi* (Dem.) Said.*, *Sph. donica* (Dem.)*, *Sph. wetlugensis* Said., *Porochara ukrainica* Said., *P. triassica* (Said.) Gramb., *P. brotzeni* (H. af. R.) Gramb. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского).

Мощность ветлужской серии в пределах западной части Тормосинского прогиба колеблется от 0—50 м на севере до 350 м на юге, а в межнадвиговой зоне от 0 до 320 м. Углы падения меняются от 0—3° до 5—15°.

По литологическому составу и фаунистической характеристике ветлужские отложения западной части Тормосинского прогиба хорошо

* Виды, отмеченные звездочкой, ранее были определены в этом районе В. М. Деминным.

сопоставляются с разновозрастными образованиями района г. Луганска (Витенко, Поляк, 1963), от которых они отделены полосой размыва в пределах Миллеровского поднятия.

В западной части Прикаспийской синеклизы описываемая серия распространена повсеместно, кроме сводов отдельных солянокупольных структур и большей части зоны Астраханских поднятий. Ветлужские отложения залегают здесь на породах татарского, казанского и кунгурского ярусов. Наиболее изученные разрезы расположены около оз. Баскунчак (гора Большое Богдо), вблизи пос. Николаевского, к северо-востоку и юго-востоку от пос. Быково, в районах г. Волжского, пос. Светлый Яр и с. Абганерово. Ветлужская серия представлена пестроцветной терригенной толщей, но характер разрезов на востоке и на западе рассматриваемой части синеклизы различен.

На горе Большое Богдо ветлужские отложения состоят из конгломерато-песчаной (нижней) и песчано-глинистой толщ. Подошва серии в этом разрезе достаточно четкая*. Она характеризуется резкой сменной литологического состава пород и местами небольшим угловым несогласием (5—7°) между нижнетриасовыми песчаниками и татарскими глинами, что впервые отметил В. М. Демин (1959). Е. И. Соколова (1958) относит нижнюю пачку песчаников к татарскому ярусу и поэтому считает, что переход к ветлужской серии происходит без перерывов и несогласий. Совершенно иную точку зрения высказали В. Н. Кузин и С. П. Рыков (1956, 1958), по мнению которых к нижнему триасу принадлежат только отложения, залегающие выше конгломерато-песчаной толщи (последняя отнесена ими к татарскому ярусу).

Нижняя толща триаса в этом районе имеет мощность около 90 м и состоит из двух пачек песчаников. Нижняя пачка, мощностью 25—30 м, сложена песчаниками олигомиктовыми, существенно кварцевыми, неравномерно известковистыми, мелкозернистыми, алевритистыми, внизу коричневато-красными, малиновыми и зеленовато-серыми, выше красно-бурыми. В основании пачки песчаники массивные и горизонтальнослоистые, местами переходят в алевролиты и содержат линзы зеленоватых глин. В верхней части песчаники обычно сложнослоистые благодаря чередованию косослоистых и горизонтальнослоистых серий. В разрезе, особенно вверху, часто встречаются гальки кварца, кремней и красных роговиков диаметром до 15—25 мм.

Верхняя пачка мощностью 60 м состоит из песчаников кремнево-серых, местами светло-серых, коричневатых, розоватых, желтоватых, с кирпично-красными прослоями в средней части, олигомиктовых, существенно кварцевых. Цемент железисто- и известковисто-глинистый, контактово-порового типа. Песчаники разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, в некоторых прослоях грубозернистые, переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Породы косослоистые. Гальки конгломератов (диаметром от 10—20 до 30—40 мм, реже до 15 см) состоят из белого и серого кварца, красноцветных и сероцветных песчаников и глин, иногда серых алевролитов, желтовато-серых доломитов, реже пестрых яшм и зеленоцветных пород (диабазов?). Встречены также обломки окремнелых известняков, по заключению С. И. Савинова, с фауной среднекаменноугольного облика. С. П. Рыков (1958) указывает на редкие находки обломков костей позвоночных, вероятно рыб. Другие органические остатки не обнаружены.

* В связи с отсутствием палеонтологических доказательств возраста и с неизученностью большей части разреза залегающих татарских отложений положение этой границы в будущем может быть понижено.

На неровной поверхности песчаников залегает толща глин мощностью 80 м с резко подчиненными прослоями алевролитов и песчаников мощностью 0,1—1,0 м. По мнению В. В. Липатовой и других, эту толщу необходимо относить уже к баскунчакской серии. Однако данная точка зрения еще недостаточно обоснована. Граница глинистой и песчаной толщ резкая, но без углового несогласия и конгломератов. По мнению С. П. Рыкова, в основании толщи глин залегает маломощный прослой песчаника с гальками, переходящий в конгломерат, однако Е. И. Соколова и большинство других исследователей относят этот слой еще к конгломерато-песчаной толще.

Глины верхней толщи кирпично- и малиново-красные с редкими голубовато-серыми пятнами и прослоями (в середине и в верхах толщи количество их увеличивается), каолинит-гидрослюдистые, неравномерно карбонатные, часто со значительной примесью доломита, преимущественно алевроитовые (в некоторых прослоях переходят в алевролит, особенно в верхней части), слоистые и комковато-массивные. По мнению Ф. А. Киреева (Жутеева, Киреев, 1964), глины являются гидрослюдистыми и содержат небольшую примесь хлорита. Песчаники желтовато-серые, иногда серовато-голубые, полевошпато-кварцевые, со значительной примесью халцедона, мелкозернистые, тонкогоризонтальнослоистые. В терригенных породах этой толщи И. П. Егоров (Соколова и др., 1961) обнаружил анальцит.

В глинах из верхней части толщи установлены остракоды *Darwinula liassica* (Brodie), *D. ex gr. trapezoides* Sharap., *D. detonsa* Mand., *D. (?) triassiana* Bel., *D. longissima* Bel., *Suchonella ex gr. nasalis* (Sharap.), *Gerdalia rara* Bel., *Clinocypris lata* (Schneid.), *Cl. ex gr. triassica* (Schneid.) (определения З. Д. Белоусовой, Е. А. Егоровой и О. Б. Кетат), харофиты (определения Л. Я. Сайдаковского) * *Porochara triassica* (Said.) Gramb., *P. ukrainica* Said., *P. brotzeni* (H. af R.) Gramb., *Sphaerochara globosa* Said., *Sph. karpinskyi* (Dem.) Said.; *Stenochara maedleri* (H. af R.) Gramb., *St. shaikini* Said., *St. elongata* Said. (определения Л. Я. Сайдаковского). В. П. Маркевич (1954) указывал на присутствие остракод (к сожалению, неопределенных) в глинах из основания толщи, однако позже другим исследователям не удалось повторить подобные находки.

С. П. Рыков (1956) обнаружил в прослое малиново-красного алевролита отпечатки морских пелеципод *Gervillia exprorecta* Lers. (определения Л. Д. Кипарисовой), а Б. Е. Мирошниченко определил в глинах филлоподы *Estherites aff. gutta* (Lütke).

По литологическому составу разрез ветлужской серии горы Большое Богдо, типичный для района, хорошо сопоставляется с разрезами данной серии в Саратовском Заволжье (описанными В. Е. Лацковой, В. В. Липатовой и др.), на севере Общего Сырта (Блом, 1966). Нижняя часть разреза ветлужской серии горы Большое Богдо увязывается с разрезом Приволжской моноклинали (см. рис. 36).

Возможно, что к ветлужской серии относится также толща красноватых глин и песчаников (сходных с породами ветлужской серии горы Большое Богдо), вскрытая под средней юрой на северном склоне зоны Астраханских поднятий** скважинами 1, 2 и 3 Каракульской

* Ранее В. М. Демин (1969) определил здесь *Stellatochara donbassica* (Dem.) Said.

** Как полагают Я. С. Эвентов и др. (1961), нижний триас присутствует в этом районе также на Замьяновской площади и южнее. По мнению других геологов (Бобух, Федоров, 1964; Мовшович, 1964), здесь под средней юрой залегают сакмарско-артинские отложения. Подробно этот вопрос рассмотрен при описании сакмарского и артинского ярусов.

площади (интервалы соответственно 1484—1645, 1518—1649 и 1387—1455 м). Подстилаются они ангидритами кунгурского яруса, вскрытыми под красноцветами в скв. 3 на глубине 1455 м.

У западных границ Прикаспийской синеклизы, в пределах западной прибортовой полосы, охватывающей районы пос. Быково, г. Красноармейска, пос. Светлый Яр, с. Абганерово и др., по данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), скважинами вскрыта мощная толща глин с подчиненными прослоями песчаников (0,5—4,8 м), реже алевролитов, мергелей (0,05—0,5 м) и гравелитов (0,05—0,2 м). Местами отчетливо проявляется приуроченность песчаников преимущественно к нижней половине разреза ветлужской серии.

Глины кирпично-красные, красно-бурые, темно-коричневые, местами малиново-серые и темно-серые, с обильными зеленовато-серыми, малиновыми, а также другими пятнами и разводами, доломитистые, реже известковисто-доломитистые и известковистые, тонкоотмученные и неравномерно алевролитистые, иногда песчанистые, с микровключениями ангидрита и гнездами гипса, часто с обугленными растительными остатками.

Песчаники коричневатого и голубовато-серые, олигомиктовые и кварцевые, мелкозернистые, иногда разнотельные, с известковисто-глинистым, местами с ангидрито-глинистым цементом базального типа. По текстуре песчаники массивные, местами косослоистые, иногда с обугленными остатками. Алевролиты отличаются от песчаников только структурой. Мергели зеленовато-серые, коричнево-фиолетовые и серовато-коричневые, доломитовые и известково-доломитовые, изредка сидеритовые, алевролитистые, массивные. Гравелиты серые, зеленовато-серые, состоящие из окатанного и полуокатанного гравия глин и известняков, который сцементирован глинистым, песчаным и гипсово-ангидритовым материалом.

Выделение ветлужской серии на западной окраине Прикаспийской синеклизы основано на харофитах, обнаруженных в районах пос. Светлый Яр (скв. 423, интервал 562—613 м) и г. Красноармейска (скв. 1 Бекетовская, интервал 1469—1511 м): *Porochara triassica* (Said.) Gramb., *P. brotzeni* (H. af R.) Gramb., *P. belorussica* Said., *Stellatochara maedleriiformis* Said., *St. schneiderae* Said., *St. dnjeproviiformis* Said., *St. donbassica* (Dem.) Said., *Stenochara maedleri* (H. af R.) Gramb., *S. schaikini* Said., *Maslovichara incerta* Said., *M. fragilis* Said. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского).

Мощность ветлужских отложений в пределах западной части Прикаспийской синеклизы колеблется на соляных куполах от 0 до 300 м, а в межкупольных мульдах достигает 1000 м. Ветлужские отложения западной окраины Прикаспийской синеклизы литологически хорошо сопоставляются с разновозрастными образованиями восточной части Тормосинского прогиба и южной части Приволжской моноклинали (см. рис. 36).

Отложения ветлужской серии на рассматриваемой территории представляют собой сложное переплетение фаций элювиальных и делювиальных, временных потоков и аллювиальных, временных водоемов и озер, а также, вероятно, такыров (Соколова, 1958; Соколова, Иванова, Егоров, 1961; Мовшович). Среди водоемов были распространены и солонатоводные (с ними генетически связаны доломитистые глины, песчаники и мергели). По-видимому, встречаются и золотые образования, но они еще очень плохо различаются. Указанием на золотые процессы служат гнезда глин в песчаниках. Эти гнезда

могли образоваться за счет свернутых в трубки листочков такырных глин, перенесенных ветром в песчаные толщи.

Породы ветлужской серии отлагались на площади внутриконтинентальной низменной равнины в условиях жаркого засушливого

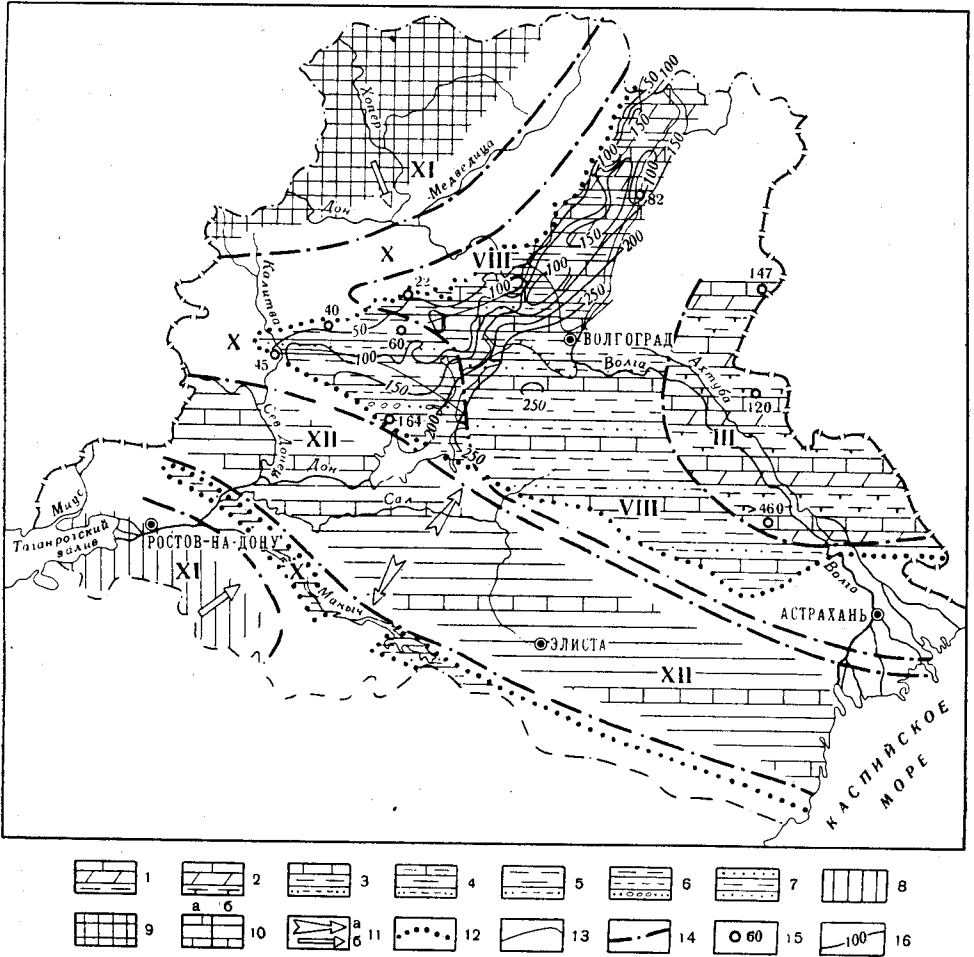


Рис. 38. Литолого-палеогеографическая карта раннего триаса. Баскунчакский век
Литологические комплексы: 1 — карбонатные глины с прослоями известняков и мергелей, 2 — чередование мергелей, гли и известняков, 3 — глины с прослоями известняков, песчаников, реже алевролитов, 4 — глины с прослоями песчаников, реже алевролитов и известняков, 5 — глины с прослоями песчаников, реже алевролитов, 6 — глины с прослоями алевролитов, песчаников, реже гравелитов и конгломератов; 7 — песчаники, реже алевролиты; породы областей сноса: 8 — кислые изверженные и метаморфические, 9 — изверженные, метаморфические и осадочные, 10 — осадочные обломочные с частыми (а) и редкими (б) прослоями карбонатных; 11 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 12 — древних размылов, 13 — литологических комплексов, 14 — палеогеографических областей; 15 — разрез по скважине, мощность (м); 16 — изопахиты. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; X — равнины низменные; XI — равнины возвышенные; XII — низкие горы

климата с короткими влажными периодами (тип сухих степей и, возможно, полупустынь). Это подтверждается характером распределения окрасок, наличием известковистых стяжений типа «журавчиков», а также кристаллов и прожилков гипса.

Баскунчакская серия. Территория распространения баскунчакских отложений почти совпадает с площадью развития ветлужских, будучи несколько меньше последней по размерам (рис. 38). Граница поля

распространения баскунчакской серии на северо-западе имеет извилистую форму и подходит близко к границе ветлужских отложений, но отступает от нее к юго-востоку на 5—25 км. На юго-западе она совпадает с Северодонецким надвигом, юго-восточнее Цимлянского водохранилища — с юго-восточным продолжением Главного Северного (Алмазно-Марьевского) надвига. Далее к востоку граница проходит, по-видимому, по северным склонам Астраханских поднятий.

Описываемая серия представлена взаимозамещающимися толщами: на западе — пестроцветной песчано-глинистой, а на востоке — сероцветной карбонатно-глинистой. Переход от ветлужской серии к баскунчакской происходит, как правило, постепенно: перерывы, замеченные в ряде случаев, имеют местный характер. Нижняя граница баскунчакской серии проводится по появлению первых характерных для нее прослоев карбонатных пород, а также по изменению окраски. На севере и юге Ростовской области, где разница в литологическом составе между континентальными образованиями ветлужской и баскунчакской серий в значительной степени сглаживается, провести эту границу значительно труднее, но все-таки возможно (Мовшович, 1965б).

Верхняя граница баскунчакской серии четко проводится по смене характерных накоплений триаса отложениями средней юры, нижнего мела (темными глинистыми, реже песчаными породами) или верхнего мела (карбонатными образованиями). Только в отдельных межкупольных зонах на баскунчакских отложениях залегает толща, условно отнесенная к верхнему триасу. В этом случае граница проводится с трудом.

Породы баскунчакской серии обнажаются только на горе Большое Богдо и на Донской Луке. Мощность серии колеблется от 0 до 250—300 м, а в Прикаспийской синеклизе достигает 600 м и более. Глубина залегания кровли меняется от 50—175 м выше уровня моря до 1300—1600 м ниже этого уровня.

В западной части Прикаспийской синеклизы баскунчакские отложения распространены широко и отсутствуют только на сводах отдельных соляных куполов. Наиболее изученные разрезы расположены вблизи городов Волжского, Ленинска, пос. Светлый Яр, с. Абганерово и оз. Баскунчак (гора Большое Богдо). Последний разрез изучен лучше всего и является стратотипом баскунчакской серии.

На горе Большое Богдо сохранилась от размыва только нижняя часть баскунчакских отложений. В основании ее залегает пестроцветная пачка (мощностью 9—10 м), являющаяся переходной от красноцветных ветлужских образований к сероцветным баскунчакским. В низах пестроцветной пачки наряду с красноцветными породами наблюдаются серые и зеленовато-серые. Вверх по разрезу количество сероцветных пород увеличивается, и в верхах пачки они уже преобладают.

Пестроцветная пачка сложена глинами, содержащими тонкие прослойки светло-серых, желтовато- и зеленовато-серых известняков и песчаников мощностью от 3 до 30 мм. В верхней части песчаников больше; местами они преобладают над глинами. Глины, по данным Е. Н. Ивановой (Соколова, 1958), каолинит-гидрослюдистые с примесью монтмориллонита, доломитисто-известковые. Известняки органогенно-обломочные, а местами ракушечники. В двух верхних наиболее мощных (до 0,15 м) прослоях известняков встречаются вкрапленный анальцит и гнезда галенита (Ауэрбах, 1871; Колбин и Пимбургская, 1955а, б).

Выше пестроцветной пачки залегает известняково-глинистая толща (в обнажениях мощность ее достигает 25 м). Окраска пород серая и

зеленовато-серая, местами с коричневатыми, бурыми и желтыми оттенками, а также с мелкими красными пятнами. Толща сложена глинами с частыми тонкими прослойками известняков, реже песчаников. Мощность их меняется от 1 до 20 мм, редко до 60 мм. Известняки и песчаники такие же, как и в пестроцветной пачке. Глины, по данным Е. Н. Ивановой (Соколова, 1958; Соколова, Иванова, Егоров, 1961), каолинит-гидрослюдистые, иногда с примесью бейделлита, а по Д. С. Жутеевой (1964) — гидрослюдистые (мусковитового типа). Кроме того, глины являются тонкоотмученными, местами алевритистыми, известковисто-доломитистыми (иногда с примесью магнезита), тонко-слоистыми; по трещинам встречаются кристаллы и прожилки гипса. В терригенных породах обеих пачек баскунчакской серии И. П. Егоров обнаружил анальцит.

В баскунчакских отложениях горы Большое Богдо установлена многочисленная и разнообразная фауна и флора. Здесь найдены амmonoидеи *Doricranites bogdoanus* (Buch), *D. acutus* (Mojs.), *D. rossicus* (Mojs.), *Tirolites smirjagini* (Auerb.), *T. cassianus* (Quenst.) (определения Л. фон Буха, И. Б. Ауэрбаха и Э. Мойсисовича); пластинчатожаберные *Mytilus dalailamae* Verp. с вариантами, установленными Л. Д. Кипарисовой, *M. eduliformis tuarkyrensis* Kipar., *Pleuromia musculoides* Schloth., *Parallelodon beyrichi* Stromb., *Hoernesia* aff. *socialis* Schloth., *H. palaeodonta* Münster., *Gervillia alberti* Stromb. var. *bogdoana* Frech., *G. mytiloides* Schloth., *Myophoria* ex gr. *laevigata* (Ziet.), *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Myophoriopsis nuculaeformis* Zenk., *Myophoriopsis (Pseudocorbula) gregaroides* Phill. (определения И. Б. Ауэрбаха, Л. Д. Кипарисовой, Г. Г. Пославской и Ф. Н. Чернышева); гастроподы *Natica oolithica* Zenk., *Neritaria oolithica* (Gein.), *Naticella* sp. (определения И. Б. Ауэрбаха и М. В. Баярунаса), зубы рыб *Acrodus dunceri* Auerb., *Hybodus plicatilis* Agass., *Saurichthys apicalis* Agass., *Sphaerodus minimus* Agass., *Ceratodus facetidens* Chab., *C. ex gr. kaupii* Agass. (определения И. Б. Ауэрбаха и А. В. Хабакова); стегоцефалы *Trematosaurus brauni* Burm., *Parotosaurus (Capitosaurus) bogdoanus* (Woodw.) (определения М. В. Баярунаса, П. П. Сушкина и И. А. Ефремова), а также остракоды, представленные *Darwinula oblonga* Schneid., *D. fragilis* Schneid., *D. parva* Schneid., *D. obruchevi* Schneid., *D. designata* Schneid., *D. fragilis* var. *angusta* Schneid., *D. nota* Schneid., *D. gerdae* (Gleb.), *D. subparallela* Gleb., *D. liasica* (Brodie), *D. globosa* (Duff.), *D. rotundata* Lüb., *D. arta* Lüb., *D. inornata* (Spith.), *D. parallela* (Spitz.), *D. promissa* Lüb., *D. radczenkoi* Mand., *D. laciniosa* Mand., *D. elongatissima* Mand., *D. trapezoides* Sharap., *D. trissiana* Bel., *D. spatiosa* Bel., *D. pseudo-narnata* Bel., *D. pseudooblonga* Bel., *D. pseudoobliqua* Bel., *D. spizharskyi* Posn., *D. dedata* Misch., *Gerdalia rara* Bel., *G. wetlugensis* Bel., *G. noinskyi* Bel., *G. aff. polenovi* Bel., *G. longa* Bel., *G. tuba* Misch., *Suchonella nasalis* (Sharap.), *Triassinella chratovi* (Schneid.), *Clinocypris lata* (Schneid.), *Cl. triassica* (Schneid.), *Cl. elongata* (Schneid.) (определения З. Д. Белоусовой, В. М. Демина, Е. А. Егоровой, О. Б. Кетат, М. И. Мандельштама, Г. Ф. Шнейдер).

Л. Я. Сайдаковский установил здесь богатый комплекс харофитов: *Maslovichara gracilis* Said., *M. magna* Said., *M. incerta* Said., *Porochara triassica* (Said.) Gramb., *P. brotzeni* (H. af. R.) Gramb., *P. urusovi* Said., *P. ukrainica* Said., *Stellatochara selligii* H. af. R., *St. maedleri* H. af. R., *St. maedleriiformis* Said., *St. dnjeproviiformis* Said., *St. schneiderae* Said., *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Sph.*

karpinskyi (Dem.) Said. *, *Sph. globosa* Said., *Sph. bogdoana* (Dem.) Said., *Stenochara ovata* Said., *S. maedleri* (H. af. R.) Gramb., *S. elongata* Said., *S. donetziana* Said., *S. shaikini* Said., *Cuneatochara bogdoana* (Auerb.) Said. и др.

В пестроцветной пачке В. Д. Принада обнаружил растительные остатки *Yuccites* sp. (Ефремов, Вьюшков, 1955).

Более высокие слои баскунчакской серии, представленные той же карбонатно-глинистой толщей, что и нижняя часть серии, вскрыты скважинами на северо-западном склоне горы Большое Богдо. А. М. Белоозерова в 1954 г. установила, что мощность этой толщи достигает здесь 120 м**. При этом в самых верхних слоях обнаружены амmonoидеи *Tirolites cassianus* (Quenst.), *Kashmirites* sp. indet. и пластинчатожаберные *Gervillia mytiloides* (Schloth.), *Anodontophora fastaensis* (Wissm.) (определения Е. А. Троицкой).

Баскунчакские отложения установлены также скважинами на соляных куполах в районе с. Енотаевки. Мощность их превышает 460 м (без учета углов падения, достигающих 55°), причем подошва не вскрыта. В разрезе баскунчакской серии, по данным Е. В. Мовшовича, здесь выделяются несколько литологических пачек. Нижняя, сероцветная глинисто-карбонатная, пачка мощностью более 250 м вскрыта скважинами 5-п (1060—1190 м), 7-с (845—1152 м) и 6-с (457—698 м). Подошва этой пачки не достигнута бурением. Она сложена переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми известняками, часто ракушечниками, серыми и темно-серыми (почти черными) глинами, реже мергелями и алевролитами. В данной пачке встречены пелециподы *Gervillia* sp., *G. alberti* Stromb., *G. cf. alberti* Stromb., *G. cf. mytiloides* (Schloth.), *Myophoria cf. laevigata* (Ziet.), *Velopecten cf. alberti* Goldf. и др. (определения М. Г. Солодухо и Л. Д. Кипарисовой), амmonoидеи *Tirolites haueri* Mojs. (определения М. Г. Солодухо, Л. Д. Кипарисовой и Т. В. Астаховой), неопределимые остатки гастропод, позвоночных, конхострак, чешуя ганоидных рыб, отпечатки плохо сохранившихся растений типа паракаламитов (?) и обугленный растительный детритус. Кроме того, здесь встречены остракоды *Darwinula* sp., *D. aff. oblonga* Schneid., *D. aff. lauta* Schl., *Renngartenella* sp., *Glorianella* ex gr. *efforta* (Gleb.), *Lutkevichinella bruttanae* Schneid., *L. ex gr. lauta* Schneid. msc., *Clinocypris aff. elongata* (Schneid.) и др. (определения А. Г. Шлейфер, Г. Ф. Шнейдер и Н. Н. Старожиловой), а также харофиты *Cuneatochara bogdoana* (Auerb.) Said., *Porochara kiparisovae* Said., *P. lutkevichi* Said., *P. movskovichi* Said., *Stenochara ovata* Said., *Sphaerochara bogdoana* (Dem.) Said. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского).

Залегающая выше красноцветная песчано-глинистая пачка мощностью до 70 м вскрыта скважинами 7-с (774—845 м), 12-с (908—931 м) и 5-п (1002—1060 м). Она сложена глинами красно-бурыми с зеленовато-серыми пятнами, неравномерно карбонатными и алевролитистыми, с прослоями алевролитов и песчаников зеленовато-серой и красно-бурой окраски. В глинах установлены остракоды *Darwinula chramovi* (Gleb.); *D. liassica* (Brodie), *D. oblonga* Schneid., *D. pseudooblonga* Bel., *Clinocypris triassica* (Schneid.), *Gerdalia*

* Отмеченные звездочкой формы, а также *Stellatochara donbassica* (Dem.) Said. ранее были определены отсюда В. М. Деминым (1959).

** На поднятии Кубатау, расположенном к востоку от горы Большое Богдо, полная мощность баскунчакской серии, вскрытой скважинами, достигает 140—156 м. В. Д. Ильин на основании графических построений считает, что в районе оз. Баскунчак мощность серии достигает 170 м (В. Д. Ильин, Г. М. Белякова, 1961 г.).

sp., *G. dactylia* Bel., *G. wetlugensis* Bel., *G. longa* Bel., *G. noinskyi* Bel., *G. ex gr. rara* Bel. (определения Т. Н. Алешиной, Е. А. Егоровой и В. Г. Малой), а также харофиты *Stellatochara maedleriformis* Said., *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Sph. globosa* Said., *Porochara ukrainica* Said., *P. triassica* (Said.) Gramb., *P. brotzeni* (H. af. R.) Gramb., *Stenochara maedleri* (H. af. R.) Gramb., *St. shaikini* Said. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского). Кроме того, здесь встречены конхостраки *Pseudestheria putjatensis* Nov. и *P. rubinskensis* Nov. (определения В. А. Молина).

Еще выше залегает сероцветная глинисто-карбонатная пачка мощностью более 84 м, вскрытая скважинами 5-с (1180—1190 м), 7-с (690—774 м), 19-с (1073—1110 м) и 5-п (947—1002 м). По своему составу она напоминает нижнюю глинисто-карбонатную пачку, отличаясь присутствием доломитов, сидерита, анкеритов (?). В этой пачке встречены плохо сохранившиеся пелециподы *Gervillia* sp., *Anodontophora* sp. (определения Л. Д. Кипарисовой и М. Г. Солодухо), а также гастроподы, приуроченные к характерным известнякам-ракушечникам, которые, по мнению Л. Д. Кипарисовой, сходны с одноименными породами баскунчакской серии из разреза скв. 423 Светлоярской площади (интервал 568—574 м), в котором обнаружен богатый комплекс баскунчакской фауны (см. ниже). Кроме того, здесь установлены остракоды *Darwinula* aff. *oblonga* Schneid., *D. gerdae* (Gleb.), *D. cf. recondita* Schl., *D. cf. lauta* Schl., *D. infera* Schl., *D. festa* Schl., *D. aff. fragilis* Schneid., *Suchonella* sp., *S. aff. flexuosa* Starozh., *Gerdalia* cf. *noinskyi* Bel., *Clinocypris triassica* Schneid. и др. (определения Е. А. Егоровой, В. Г. Малой и Н. Н. Старожиловой).

По литологическому составу и комплексу органических остатков описанные пачки можно сопоставить с разрезами Арал-Сорской сверхглубокой скважины (Шлейфер, 1965) и частично горы Большое Богдо. Не исключено, что вся описанная толща или ее верхняя половина являются аналогом индерской свиты (Соколова, 1958). Отличие от последней состоит в появлении красноцветной пачки в разрезе района с. Енотаевки, что, несомненно, связано с близостью этого района к области сноса. Последнее подтверждается увеличением количества прослоев красноцветных глин и песчаников в карбонатно-глинистой толще (аналогичной описанной), вскрытой недавно на соляных куполах, которые расположены к юго-западу от с. Енотаевки, вплоть до с. Сарпа.

Самая верхняя пачка триаса рассматриваемого района вскрыта скважинами 5-с (1011—1180 м) и 19-с (1034—1073 м). Она представлена переслаивающимися глинами и алевролитами зеленовато-серой и темно-серой окраски с обугленным растительным детритусом. В этой пачке встречены многочисленные плохо сохранившиеся остатки пелеципод *Myophoriopsis* (?) sp. (определения Л. Д. Кипарисовой) и остракоды *Speluncella spinosa* Schneid., *Cytherissinella okrajantzi* Schneid., *Lutkevichinella* ex gr. *minima* Schneid., *L. crispa* Schneid., *Casachstanella chungavica* Schl., *Gemmanella schwegeri* Schneid., *G. parva* Schneid., *Pulviella ovalis* Schneid., *P. crassa* Starozh., *Renngartenella avdussini* Schneid., *Glorianella mirtovae* Schneid. (определения Е. А. Егоровой, Г. В. Старичковой, В. В. Спириной и А. Г. Шлейфер). По мнению А. Г. Шлейфера (Богачева и др., 1965), этот комплекс остракод позволяет сопоставить рассматриваемую пачку с самой верхней пачкой (зоной Cepmapella) баскунчакской серии Арал-Сорской межкупольной мульды в центральной части Прикаспийской синеклизы (Арал-Сорская сверхглубокая скважина, интервал 3258—3328 м). По мнению Н. Н. Старо-

жиловой, такой комплекс характеризует верхний триас. Как сообщила В. П. Синегуб, описываемая пачка содержит в районе с. Енотаевки верхнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс. Учитывая литологическое сходство этой пачки с верхним триасом Арал-Сорской скважины и привлекая результаты палинологических исследований, рассматриваемую пачку необходимо отнести уже к верхнему триасу.

В Эльтонской опорной скважине, расположенной юго-восточнее оз. Эльтон, карбонатная толща, залегающая под верхним триасом (в интервале 1819—1966 м) и первоначально отнесенная в 1953 г. Н. И. Усковой к казанскому ярусу, теперь датируется как баскунчакская серия в результате исследований, проведенных в 1966 г. под руководством В. Е. Лацковой (Ниже-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики). Данная толща имеет мощность 147 м и разделяется условно на две пачки, граница между которыми нечеткая.

Нижняя пачка сложена серыми, зеленовато- и буровато-серыми известняками, нередко доломитизированными, мелкозернистыми, глинистыми, иногда алевроитистыми. Они содержат тонкие (от 2—3 до 10—15 мм, редко до 10—30 см) зеленовато- и голубовато-серые, а также бурые прослойки известковистых глин, мергелей, реже доломитов. В этих отложениях встречены остракоды, характерные для нижней части разреза баскунчакской серии Арал-Сора: *Darwinula recondita* Schl., *D. infera* Schl., *D. miseranda* Schl., *D. lauta* Schl., *Darwinula* sp., *Gerdalia noinskyi* Bel., *Cytherissinella crispa* (Schl.), *Cytherissinella* sp. (определения Г. В. Старичковой). Кроме того, в основании пачки обнаружены неопределимые остатки пелеципод и гастропод. Граница с подстилающими уфимскими (?) красноцветами четкая, однако никаких признаков перерыва или несогласия не установлено.

Верхняя пачка состоит из белых, а также желтовато-, голубовато- и буровато-серых доломитов, пелитоморфных и мелкозернистых, изредка органогенно-детритусовых. В отдельных случаях встречаются прослои органогенно-обломочных известняков и еще реже — некарбонатных глин. В нижней части пачки залегают два прослоя гравелитов (по 10—30 мм), состоящих из гравия доломитов, реже глин, цементированного известково-глинистым материалом. В породах описываемой пачки установлены остракоды, характерные для средней части баскунчакской серии Арал-Сора: *Speluncella spinosa* Schneid., *Speluncella* sp., *Cytherissinella crispa* (Schl.), *C. composita* Starozh., *Pulviella ovalis* Schneid., *P. aralsorica* Schl., *Glorianella mirtovae* Schneid., *G. cf. efforta* (Gleb.), *Renngartenella* sp., *Darwinula* sp. (определения Г. В. Старичковой). Кроме того, во всей толще встречаются гиригониты харофитов, остатки червей, чешуя рыб.

Как указывают А. В. Урусов, О. Б. Кегат, В. В. Кольцова (1962), А. В. Урусов и др. (1965), на западной окраине Прикаспийской синеклизы разрез баскунчакской серии иной. Хотя в общем сохраняется карбонатно-глинистый состав, но содержание карбонатных прослоев уменьшается (значительное количество их отмечено только в верхней половине толщи). Породы обладают зеленовато-, голубовато- или темно-серой окраской; в глинах часто встречаются красные, коричневые, малиновые, желтые, сиреневые пятна и разводы, а нередко — прослои красно-бурой или коричнево-серой окраски. Глины гидрослюдистые, доломитистые и известковисто-доломитистые, иногда с обугленными растительным детритом, изредка с включениями гипса. Прослои карбонатных и алевролито-песчаных пород сходны с прослоями такого же состава в разрезе баскунчакской серии горы Большое

Богдо. Мощность описанных прослоев колеблется от 0,03 до 0,5 м, достигая в отдельных случаях 2,0—3,5 м. Некоторые прослои известняка содержат, как и на горе Большое Богдо, вкрапленный галенит.

В баскунчакских отложениях вблизи пос. Светлый Яр (скв. 423, интервал 556—626 м) обнаружен богатый комплекс пластинчатожабренных: *Gervillia* aff. *exporrecta* Leps., *G.* cf. *mytiloides* (Schloth.), *G.* cf. *albertii* Goldf., *Mytilus eduliformis tuarkyrensis* Kipar., *Myophoria* ex gr. *laevigata* (Ziet.), *Macrodon* aff. *beyrichi* (Stromb.), *Macrodon* sp. (aff. *esinensis* Stopp.), *Anodontophora* sp., *Velopecten* cf. *albertii* Goldf. (?), и брахиоподы *Lingula* cf. *tenuissima* Bronn., *L.* aff. *zenkeri* Alb. (определения Л. Д. Кипарисовой). По данным А. В. Смирнова (1960), в районе г. Ленинска установлены остатки пелеципод *Mytilus* sp.

Остракоды представлены видами *Darwinula fragilis* Schneid., *D. oblonga* Schneid., *D. designata* Schneid., *D. nota* Schneid., *D. inornata* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *D. gerdae* (Gleb.), *D. rotundata* Lub., *D. fragilina* Bel., *D. pseudoinornata* Bel., *D. triassiana* Bel., *D.* aff. *varsanofievae* Bel., *Gerdalia wetlugensis* Bel., *Suchonella* sp., *Clinocypris triassica* (Schneid.), *Glorianella mirtovae* Schneid., *Lutkevichinella* sp. (определения З. Д. Белоусовой и О. Б. Кетат). Разнообразны также харовые водоросли: *Maslovi-chara rotunda* Said., *M. gracilis* Said., *M. incerta* Said., *M. ovata* Said., *M. magna* Said., *Stellatochara dnjeproviiformis* Said., *St. sellingii* H. af. R., *St. hollvicensis* H. af. R., *St. schneiderae* Said., *St. maedleriiformis* Said., *St. donbassica* (Dem.) Said., *St. maedleri* H. af. R., *Porochara brotzeni* (H. af. R.) Gramb., *P. belorussica* Said., *P. ukrainica* Said., *Stenochara ovata* Said., *S. donetziana* Said., *S. shaikini* Said., *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Sph. bogdoana* (Dem.) Said., *Sph. karpinskyi* (Dem.) Said., *Latochara acuminata* Said. (определения Л. Я. Сайдаковского).

В разрезе вблизи пос. Светлый Яр встречены филлоподы *Estherites* (*Estheritina*) *aqualis* (Lutk.) и др. (определения В. С. Заспеловой).

Мощность баскунчакских отложений в западной части Прикаспийской синеклызы колеблется от 0 до 600 м и более. По своей палеонтологической и литологической характеристике они сопоставляются с разновозрастными образованиями Южной Эмбы (Соколова, 1958; Соколова, Иванова, Егоров, 1961; Шнейдер, 1960а, б).

Остатки микрофауны (аммоноидеи и пелециподы), встреченные в разрезах горы Большое Богдо и в районах пос. Светлый Яр и с. Енотаевки, указывают на разновозрастность этих разрезов и позволяют параллелизовать баскунчакские образования горы Большое Богдо с отложениями овенитовой зоны оленекского яруса Мангышлака или только с дорикранитовыми слоями, составляющими нижнюю часть этой зоны, по мнению Т. В. Астаховой (1962).

В Волгоградском Поволжье (Приволжская моноклинали и юго-восточная часть Доно-Медведицкого вала) баскунчакская серия повсеместно залегает на ветлужских образованиях. А. В. Урусов и Л. Я. Сайдаковский (1965) отмечают в основании баскунчакской серии перерыв, однако доказательств его повсеместного проявления в Волгоградском Поволжье пока не имеется. Наиболее изученные разрезы находятся у поселков Николаевского, Ольховки, станицы Сиротинской и с. Верхней Бузиновки.

В северной части Приволжской моноклинали баскунчакская серия, по данным А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), представлена мергелями с резко подчиненными им прослоями глин зеле-

новато-серой, реже коричневато-красной окраски. Мергели доломито-известковые, иногда алевритистые и с обугленным растительным детритом; глины гидрослюдистые, изредка с примесью каолинита, доломито-известковистые.

В южной части Приволжской моноклинали и на юго-востоке Доно-Медведицкого вала описанный тип разреза баскунчакской серии постепенно сменяется другим, глинистым. Здесь развита толща глин с частыми прослоями мергелей (мощностью 0,2—3,5 м), известняков (0,03—0,25 м), реже песчаников и алевролитов (0,5—2 м), а также гравелитов (0,05—0,17 м). Глины светлые (зеленовато-серые), реже кирпично- и коричнево-красные, с грязно-бордовыми, желтовато-бурыми, фиолетовыми пятнами и разводами, гидрослюдистые, местами с примесью монтмориллонита и каолинита, а внизу — глаукофана, некарбонатные или слабо известковисто-доломитистые. Мергели голубовато-серые, реже красные, доломито-известковые и доломитовые, алевритистые. Известняки зеленовато-серые, зернистые и оолитовые, глинистые. Алевролиты и песчаники зеленовато-серые, кварцевые, известковисто-глинистые. Гравелиты состоят из окатанного и угловатого гравия известняков и глин, сцементированного глинисто-известковистым материалом.

Баскунчакские отложения Волгоградского Поволжья содержат остракоды *Darwinula oblonga* Schneid., *D. designata* Schneid., *D. ex gr. nota* Schneid., *D. fragilis* Schneid., *D. globosa* (Duff.), *D. liassica* (Brodie), *D. inornata* (Spizh.), *D. gerdae* (Gleb.), *D. ex gr. chramovi* (Gleb.), *D. trapezoides* Sharap., *D. promissa* Lübb., *D. rotundata* Lübb., *D. pseudooblonga* Bel., *D. aff. pseudoobliqua* Bel., *Gerdalia rara* Bel., *G. dactyla* Bel., *G. noinskyi* Bel., *Suchonellas* sp., *S. ex gr. nasalis* (Sharap.), *Lytkeichinella bruttanae* Schneid., *L. involuta* Schneid., *Glorianella* sp., *Rengartenella avdusini* Schneid., *Clinocypris triassica* (Schneid.) (определения О. Б. Кетат). Среди харовых водорослей обнаружены следующие формы: *Stellatochara maedleri* H. af R., *St. sellingii* H. af R., *St. holvicensis* H. af R., *St. dnjepruiformis* Said., *St. maedleriiformis* Said., *St. schneiderae* Said., *St. dnjepruvica* Said., *St. donbassica* (Dem.) Said., *Maslovichara gracilis* Said., *M. rotunda* Said., *M. incerta* Said., *M. magna* Said., *M. crassa* Said., *M. fragilis* Said., *Porochara triassica* (Said.) Gramb., *P. ukrainica* Said., *P. belorussica* Said., *P. urusovi* Said., *P. brotzeni* (H. af R.) Gramb., *Stenochara maedleri* (H. af R.) Gramb., *S. elongata* Said., *S. aff. shaikini* Said., *S. donetziana* Said., *S. ovata* Said., *S. pseudoglypta* (H. af R.) Gramb., *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Sph. globosa* Said., *Sph. karpinskyi* (Dem.) Said., *Sph. bogdoana* (Dem.) Said. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского).

А. В. Смирнов (1960) обнаружил в мергелях баскунчакской серии около с. Верхней Бузиновки пелециподы *Mytilus* sp. и *M. dalailamae* (Vern.).

У станицы Сиротинской (в балке Липовской) в конгломератах среди песков и песчаников баскунчакской серии Ф. П. Пантелеевым (19476) и С. П. Рыковым (1958) найдены кости позвоночных, принадлежащих к лабиринтодонтам *Bentosuchus*(?) sp., *B. sushkini* Efr., *Capitosaurus*(?) sp. или *Mastodonsaurus*(?) sp., *Labirintodontia* sp. indet., а также к рептилиям *Dongusia* sp., *Tichovinskia enigmatica* Tschud. et Vjush. (определения И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова). Это позволило Б. П. Вьюшкову отнести вмещающие породы к VI зоне схемы И. А. Ефремова. По мнению В. Г. Очева, указанный комплекс позвоночных не содержит бентозухид и характеризуется при-

сутствием остатков рыб, лабиринтодонтов *Trematosaurus* sp. sp., *Parotosaurus* (*Capitosaurus*) sp., *Brachiopidae* sp. и рептилий *Erytrosuchus* sp., *Celodontognathus rikovi* Otschev., *C. donensis* Otschev., что позволяет отнести вмещающие породы к низам VI зоны. Кроме того, в нижней части красноцветов липовской свиты С. П. Рыков и В. Г. Очев (устное сообщение) нашли и определили остатки лабиринтодонтов, а также рептилий *Erytrosuchus* sp. и *Doniceps lipovi* Otschev. et Rikov, указывающих на баскунчакский возраст всей липовской свиты. Мощность баскунчакской серии Волгоградского Поволжья колеблется от 0 до 150 м, достигая на юге 200—270 м.

В восточной части Тормосинского прогиба баскунчакская серия, по данным В. М. Демина, Е. В. Мовшовича (1964, 1965б); А. В. Урусова, О. Б. Кетат, В. В. Кольцовой (1962), А. В. Урусова и др. (1965), представлена пестроцветной толщей глин с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников (0,1—3,5 м), местами мергелей и известняков (0,1—1,3 м), изредка гравелитов (0,1—0,3 м).

Наиболее изученные разрезы расположены вблизи с. Новоаксайского, станции Новоцимлянской и севернее, вплоть до пос. Суворино. Глины зеленовато-серые и кирпично-красные с красными, коричневыми, желтыми и лиловыми пятнами, а также красно-бурые (количество последних, на севере редко превышающее 30%, к югу заметно увеличивается). Глины гидрослюдистые, с примесью монтмориллонита, неравномерно доломитисто-известковистые и алевролитистые. Алевролиты и песчаники зеленовато-серые, реже желтовато-серые, олигомиктовые, существенно кварцевые, местами глауконитсодержащие, некарбонатные, иногда слабоизвестковистые, горизонтальнослоистые, нередко косослоистые. Песчаники мелкозернистые. Мергели зеленовато-серые, реже светло-коричневые и красные, известковистые, слабоалевролитистые. Известняки зеленовато-серые, обломочные и оолитовые, песчанистые, зернистые и перекристаллизованные, доломитистые, иногда с неопределимыми органическими остатками (гирогоны харофитов и др.), местами переходящие в гравелитовидные известковые песчаники, реже в конкреционные известняки и мергели. Гравелиты состоят из гравия глин и карбонатно-глинистых пород, сцементированного глинисто-карбонатным материалом. Количество алевролито-песчаных пород возрастает с 10—35% на севере до 24—45% на юге.

В разрезе баскунчакской серии восточной части Преддонбасского прогиба установлены остракоды *Darwinula oblonga* Schneid., *D. parva* Schneid., *D. designata* Schneid., *D. fragilis* Schneid., *D. liassica* (Brodie), *D. obliqua* (Gleb.), *D. chramovi* (Gleb.), *D. inornata* (Spizh.), *D. elongatissima* Mand., *D. rotundata* Lüb., *D. aff. arta* Lüb., *D. pseudofragilis* Bel., *Gerdalia longa* Bel., *G. aff. wetlugensis* Bel., *Suchonella stelmachovi* Spizh., *Triassinella chramovi* (Schneid.), *Clinocypris triassica* (Schneid.), *Cl. elongata* (Schneid.), *Cl. ex gr. lata* (Schneid.), *Cemmanella* sp., *G. schweyeri* Schneid., *Speluncella spinosa* Schneid., *Sp. ex gr. spinosa* Schneid., *Glorianella* sp., *G. efforta* (Gleb.), *Pulviella ovalis* Schneid., *Lutkevichinella bruttanae* Schneid., *Cytherissinella sokolovae* Schneid., (определения З. Д. Белоусовой, В. М. Демина, Е. А. Егоровой, О. Б. Кетат, Л. Я. Сайдаковского и Г. Ф. Шнейдер), а также харофиты *Maslovichara gracilis* Said., *M. incerta* Said., *Stellatochara maedleriiformis* Said., *St. maedleri* H. af. R., *St. donbassica* (Dem.) Said.*, *St. schneiderae* Said., *Sphaerochara karpinskyi*

* Виды, отмеченные в этом списке звездочкой, а также *Sphaerochara donica* (Dem.) были ранее определены в этом районе В. М. Деминым.

(Dem.) Said. *, *Sph. wetlugensis* Said., *Sph. bogdoana* (Dem.) Said., *Sph. globosa* Said., *Latochara acuta* Said., *Stenochara shaikini* Said., *S. cf. elongata* Said., *S. longa* (Dem.) Said. *, *S. pseudoglypta* (H. af. R.) Gramb. и др. (определения Л. Я. Сайдаковского).

Мощность пород баскунчакской серии в Тормосинском прогибе достигает 250 м. Они хорошо сопоставляются с одновозрастными образованиями южной части Приволжской моноклинали и западной окраины Прикаспийской синеклизы (см. рис. 36).

Баскунчакская серия распространена и в западной части Тормосинского прогиба, где ее мощность достигает 200 м. Наиболее изученные разрезы расположены в верхнем течении р. Березовой. По данным Е. В. Мовшовича, баскунчакские отложения слагаются здесь глинами с подчиненными прослоями алевролита-песчаных пород, реже гравелистов и дресвяников. На северо-востоке района встречаются единичные пласты мергелей и известняков. Породы баскунчакской серии западной части Тормосинского прогиба отличаются от одновозрастных отложений восточной части Тормосинского прогиба лишь несколько иной окраской: в пределах данной части Тормосинского прогиба преобладают зеленовато-серые, серые и кирпично-красные цвета с желтыми, сиреневыми, коричневыми пятнами и разводами, так что в общем создается очень пестрая картина. В Межнадвиговой зоне баскунчакские породы размыты (возможно, местами они сохранились, но мощность их незначительна).

В баскунчакских отложениях западной части Тормосинского прогиба найдены остракоды *Darwinula fragilis* Schneid., *D. oblonga* Schneid., *D. cf. obručevi* Schneid., *D. parva* Schneid., *D. liassica* (Brodie), *D. trassiana* Bel., *D. fragilina* Bel., *D. pseudoobliqua* Bel., *D. aff. elongatissima* Mand., *D. aducta* Lüb., *Suchonella stelmachovi* Spizh., *Clinocypris elongata* (Schneid.), *Gerdalia longa* Bel. (определения Е. А. Егоровой и Л. Я. Сайдаковского) и харофиты *Maslovichara magna* Said., *M. fragilis* Said., *M. incerta* Said., *M. gracilis* Said., *Stellatochara donbassica* (Dem.) Said., *St. dnjepriformis* Said., *Stenochara ovata* Said., *S. pseudoglypta* (H. af. R.) Gramb., *S. maedleri* (H. af. R.) Gramb., *S. longa* (Dem.) Said., *St. donetziana* Said., *Sphaerochara cf. bogdoana* (Dem.) Said., *Sph. globosa* Said., *Porochara brotzeni* (H. af. R.) Gramb., *P. urasovi* Said., *P. triassica* (Said.) Gramb. (определения Л. Я. Сайдаковского).

Указанный комплекс харовых водорослей позволяет сопоставить баскунчакскую серию западной части Тормосинского прогиба с верхне-серебрянской свитой Северо-Западного Донбасса и с миргородской свитой Днепровско-Донецкой впадины.

Условия осадкообразования в баскунчакском веке заметно менялись на рассматриваемой территории с востока на запад, от морских до континентальных (Соколова, Иванова, Егоров, 1961; Мовшович, 1965б). На востоке развиты морские отложения, относящиеся к сероцветной карбонатно-терригенной формации эпиконтинентального морского бассейна. Море было неглубоким и, судя по характеру фауны, имело несколько пониженную соленость. Временами бассейн отступал, на что указывают находки позвоночных. К западу количество и область преимущественного распространения морских осадков сменяется территорией развития отложений прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. Здесь появляются фации лагун, лиманов и озер. Еще западнее распространены континентальные фации аллювиальной прибрежно-морской равнины. Климат был теплым и влажным, но с отдель-

ными засушливыми периодами, которые способствовали образованию пестроцветных осадков. В пониженных участках возникали заболоченные озера, в которых накапливались зеленовато-серые и серые глины с обугленными растительными остатками. Пониженная (по сравнению с ветлужской серией) карбонатность пород указывает на повышение влажности климата.

Закономерности изменения мощностей, литологических особенностей пород и другие данные позволяют сделать вывод, что основной областью сноса в баскунчакском веке продолжали оставаться Донбасс и вал Карпинского, причем на востоке они, вероятно, не столько служили источником обломочного материала, сколько препятствовали распространению баскунчакских образований к югу. Далее к востоку эти поднятия погружались под воды пролива, соединявшего морской бассейн Северного Прикаспия через Мангышлак и Туаркыр с Тетисом.

Верхний отдел

Фаунистически охарактеризованные верхнетриасовые отложения на рассматриваемой территории отсутствуют, за исключением мало-мощной пачки в районе с. Енотаевки, описанной выше. Условно верхнему триасу принадлежат породы, залегающие между среднеюрскими и нижнетриасовыми (или более древними) образованиями в западной части Прикаспийской синеклизы.

По А. В. Урусову и другим, в районе г. Волжского, пос. Светлый Яр и с. Абганерово к кейперскому ярусу относится толща серых, темно-серых, зеленовато-серых, малиново-красных и желтовато-бурых глин с обугленным растительным детритусом и с подчиненными тонкими прослоями (мощностью 0,03—1,5 м) песчаников, изредка алевролитов, еще реже известняков и мергелей (мощностью 0,01—1,0 м). Верхний триас выделен здесь на основании результатов палинологических исследований В. П. Синегуб. Не исключено, однако, что в дальнейшем часть описанной толщи будет отнесена к баскунчакской серии нижнего триаса.

В Эльтонской опорной скважине Н. И. Ускова условно выделила рэтские отложения, залегающие между баскунчакской серией и средней юрой. Они представлены толщей глин с прослоями песчаников и алевролитов. Окраска пород серая, зеленовато-серая и темно-серая, а сверху с красно-бурыми пятнами и разводами. К верхнему триасу эти отложения отнесены в связи с тем, что Р. Е. Рубина установила здесь спорово-пыльцевые комплексы рэта—лейаса. По мнению А. А. Шаля (1965), данные породы, залегающие в межкупольных мульдах западной и центральной частей Прикаспийской синеклизы между отложениями нижнего триаса и средней юры, необходимо выделить в аралсорскую свиту верхнего триаса—нижней юры. М. И. Богачева и др. (1965) изучили в разрезе Арал-Сорской сверхглубокой скважины толщу, соответствующую аралсорской свите, и на основании спорово-пыльцевых анализов отнесли эту толщу лишь к верхнему триасу, что не является достаточно обоснованным.

Верхнетриасовые осадки западной части Прикаспийской синеклизы, по-видимому, являются континентальными образованиями зоны гумидного климата, как и одновозрастные отложения Южной Эмбы. Однако спорово-пыльцевой спектр указанных образований содержит, как отмечает В. П. Синегуб, элементы и ксерофитной флоры. Не исключено, что здесь имеются отдельные прослои морского генезиса.

Донбасс, вал Карпинского и Предкавказская часть Скифской плиты

В пределах складчатого Донбасса триасовые отложения до сих пор не обнаружены. Сведения Я. П. Маловицкого и Ю. А. Сударикова (1959) о наличии пестроцветов триаса, вскрытых двумя скважинами к югу от междугорной зоны (в районе г. Цимлянска), не подтвердились, так как в этих разрезах мел залегает на карбоне. Останцы пестроцветов, встречающиеся в пределах вала Карпинского между отложениями палеозоя и мезозоя, пока не могут быть достоверно датированы и рассматриваются как нерасчлененные пермские и триасовые отложения.

Нижнетриасовые образования заполняют в значительной степени Западно-Маньчский и, вероятно, Центрально-Маньчский и Восточно-Маньчский прогибы (см. рис. 35, 36).

Нижний отдел

Ветлужская серия. В зоне Маньчских прогибов были установлены красноцветные отложения, вскрытые двумя скважинами и датированные первоначально как пермо-триас (М. Л. Ходос, К. И. Спасибухова, 1959—1960 гг.). Исследованиями В. М. Демина (1960, 1961), а позже Е. В. Мовшовича (1964) было уточнено стратиграфическое положение этих образований.

К северо-востоку от г. Сальска, в пределах Сальского поднятия скв. 2 вскрыла в интервале 1096—1202 м пестроцветную (главным образом красноцветную) толщу переслаивающихся примерно в равном соотношении глинистых и алевроито-песчаных пород. Их литологический состав весьма близок к составу разновозрастных образований Тормосинского прогиба. Углы падения слоев колеблются около нуля. В верхней части указанной толщи (интервал 1102—1115 м) В. М. Демин установил остатки харофитов из рода *Sphaerochara*, позволяющие датировать вмещающие породы как нижний триас. Нижняя часть толщи (1123—1202 м) была условно отнесена им к татарскому ярусу. Однако весь вскрытый разрез однотипен, а данные геофизических исследований указывают на то, что герцинский фундамент, подстилающий пестроцветную толщу, залегает на глубине около 1700 м (по Б. С. Комиссарчику, 1960 г., с поправками Е. В. Мовшовича по материалам бурения). Поэтому маловероятно, что из 600 м всей толщи пестроцветов на нижний триас приходится только 35 м. Более вероятно, что татарский ярус здесь присутствует, но залегает глубже и скважиной не вскрыт. Северо-западнее, в районе г. Новочеркасска, скв. 68 (расположенная в северной части Тузлов-Маньчского прогиба) вскрыла в интервале 935—1068 м пестроцветную толщу глин с подчиненными прослоями песчаников (мощностью от 0,2—0,6 до 3,5—7,5 м).

По литологическому облику пестроцветные породы описанных разрезов весьма близки к разновозрастным образованиям Тормосинского прогиба. Углы падения слоев колеблются от 5 до 25°. Эта толща содержит остатки харофитов (определения В. М. Демина) из родов *Porochara* (*Aclistochara*) и *Stenochara* (*Praechara*). Данных о присутствии ветлужских отложений к юго-востоку от Сальска не имеется, но материалы проведенной здесь сейсморазведки позволяют предполагать, что между юрой и палеозоем залегают пермские и триасовые отложения (Мирчинк и др., 1961). По-видимому, в их состав входят и верхнетриасовые образования, постепенно сменяющиеся нижнеюрскими поро-

дами. С учетом данных сейсморазведки поле их распространения предположительно очерчено на рис. 35.

Баскунчакская серия. В зоне Манычских прогибов баскунчакские отложения, несомненно, присутствуют. Однако сравнительно достоверные сведения имеются только в отношении Западно-Манычского прогиба, в пределах которого уже упоминавшаяся скв. 68 вскрыла в интервале 831—935 м между нижним мелом и ветлужской серией пестроцветную, преимущественно красноцветную, толщу глин с прослоями песчаников мощностью от 0,3 до 1,5 м, реже до 16 м. Последние места являются гравелитовидными, а иногда переходят в гравелиты.

Глины баскунчакской серии красно-бурые, иногда коричнево-бурые и кирпично-красные, реже сиренево- и лилово-бурые, с зеленовато-серыми, светло-серыми, бледно-зелеными и лиловыми пятнами, местами с прослоями зеленовато-сиренево-серой, сиренево-зеленой и сиреневой окраски. По составу глины неравномерно карбонатные и алевроитистые, с редкими гальками и обломками разноцветных кремней, красно-бурых песчаников, изредка зеленовато-серых известняков, а также с гнездами и прожилками кальцита. Песчаники буровато- и розовато-серые, реже лилово-бурые, олигомиктовые, существенно кварцевые, неравномерно карбонатные, разнозернистые, обычно содержат гальки и гравий, что придает им гравелито- и конгломератовидный облик. В состав гравия входят кремни, кварц, реже светлые и бурые аргиллиты, изредка песчаники. Углы падения пород колеблются от 8—15 до 25°. Хотя данных о районах, расположенных юго-восточнее г. Новочеркаска, мало, можно предполагать, что и там развиты аналогичные образования. В низах толщи В. М. Деминым установлен бедный комплекс харовых водорослей: *Stellatochara* sp., *St. ex gr. dnjeprovice* Said., *Sphaerochara donica* (Dem.), *Tolypella* sp. Эти находки позволяют условно отнести вмещающие породы к баскунчакской серии. Судя по характеру осадков, в области Манычских прогибов в раннем триасе преобладали континентальные условия (здесь была межгорная впадина) с жарким сухим климатом.

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

В пределах описываемой территории триасовые отложения, как указывалось выше, перекрывают татарские образования, по-видимому, с эрозионным несогласием. Однако длительность этого перерыва неясна в связи с тем, что на рассматриваемой территории пока не удалось расчленить татарский ярус и ветлужскую серию на более мелкие стратиграфические единицы. Вероятно, данный перерыв приходится главным образом на конец татарского века, что отмечал также и А. В. Урусов (Урусов, Сайдаковский, 1965).

Внутри нижнетриасовой толщи (в основном ветлужской серии) нередко встречаются невыдержанные прослои гравелитов и другие следы местных размывов. Количество этих следов увеличивается в разрезах при приближении к складчатому Донбассу. Зона максимальных мощностей ветлужской серии сдвинута примерно на 10—30 км к северу относительно такой же зоны татарских образований (Мовшвич, 1964, 1966). Первоначальное положение зоны максимального баскунчакского прогибания сейчас неясно в связи с последующими интенсивными денудационными процессами, неравномерно срезавшими значительную часть верхнебаскунчакской толщи.

В связи с отсутствием верхнепермских и нижнетриасовых осадков в зоне Астраханских поднятий сейчас невозможно выяснить закономерности размещения зон максимальных мощностей отдельных горизонтов.

Несмотря на это, можно считать, что верхнепермско-нижнетриасовые отложения в районе Астраханских поднятий накапливались, так как по своему геотектоническому положению этот район, расположенный в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы (Прикаспийской синеклизы) и герцинид Донецко-Каспийской области, не мог быть так же приподнят и размываться, как складчатые сооружения вала Карпинского. Поэтому Приастраханский район, расположенный между областями размыва и осадконакопления, несомненно, был перекрыт чехлом верхнепермско-нижнетриасовых отложений, являвшихся продуктами размыва герцинид Донецко-Каспийской области. В добайосское время этот чехол был денудирован.

Сопоставление условий образования осадков ветлужской и баскунчакской серий, охарактеризованных выше, позволяет сделать вывод о постепенной эволюции климата от аридного к гумидному.

Несмотря на перерыв между пермскими и триасовыми породами и кратковременную баскунчакскую трансгрессию, нижний триас образует вместе с татарским ярусом единую регрессивную серию, составляющую, по мнению Д. В. Наливкина (1960), значительную часть верхнепалеозойского макроритма. По мнению В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина (1964), эта регрессивная серия отвечает заключительному циклу 2-го порядка внутри крупного герцинского цикла, который завершился общим поднятием Восточно-Европейской платформы в среднем триасе. Такому представлению в отношении рассматриваемой территории отвечает характер нижнетриасовых отложений, являющихся в основном продуктом денудации складчатых сооружений Донбасса и вала Карпинского, которые возникли в результате герцинского тектогенеза. Возникнув в эпоху смены геосинклинального режима платформенным, нижний триас вместе с татарским ярусом образует переходный комплекс (Маловицкий, 1960; Крылов, Дитмар, Летавин, 1964).

В среднетриасовую эпоху на описываемой территории, как и на большей части Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей, был, по-видимому, почти повсеместный перерыв, сопровождавшийся размывом. Однако в западной части Прикаспийской синеклизы и ее обрамления отложения среднего триаса, возможно, будут еще установлены.

Аналогичная обстановка сохранилась на большей части рассматриваемой территории в верхнетриасовую эпоху. Только на востоке в пределах Прикаспийской синеклизы накапливались осадки континентальной равнины, временами, возможно, заливавшейся морем. Эта трансгрессивная серия, видимо, ознаменовала начало нижнемезозойского макроритма, выделенного Д. В. Наливкиным (1960), или начального цикла второго порядка (внутри крупного альпийского цикла), выделяемого В. Д. Наливкиным, А. Б. Роновым и В. Е. Хаиным (1964).

Хотя сведения о вулканизме в триасовом периоде на описываемой территории пока отсутствуют, можно предполагать все же, что данный процесс слабо проявлялся. Об этом свидетельствуют материалы по соседним районам. Время возможной вулканической или вообще магматической деятельности пока невозможно указать точно; наиболее вероятны моменты в начале и в конце раннетриасовой эпохи, хотя не исключается также рубеж ранней и поздней перми.

К числу задач дальнейшего изучения триасовой системы относятся обоснование и детализация районных стратиграфических схем (прежде всего в Прикаспийской синеклизе и в зоне Маньчских прогибов в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности, а также в пределах Тормосинского прогиба и смежных районов в связи с бокситоносностью и редкометальным оруденением). Необходимо точно устано-

вить имеются ли на рассматриваемой территории породы среднего триаса и более четко охарактеризовать отложения верхнего триаса.

Для увязки региональной стратиграфической схемы с международной шкалой необходимо определить абсолютный возраст галенита из баскунчакских известняков горы Большое Богдо и глауконита из костеносных песчаников балки Липовая на Донской Луке. Назрела необходимость произвести монографическое изучение всех групп древних организмов и растений, а также выполнить детальные литолого-фациальные исследования пород, что позволит однозначно сопоставлять разрезы и точнее ориентировать поиски минерального сырья. Исследование проявлений триасового вулканизма может помочь определить перспективы выявления ряда полезных ископаемых.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения широко развиты в пределах восточного склона Воронежской антеклизы, юго-западной части Прикаспийской синеклизы и Донецко-Каспийской тектонической области. На дневную поверхность они выходят в районе Доно-Медведицкого вала (на Донской Луке и у городов Фролово и Жирновск), а также на Приволжской моноклинали (в среднем течении р. Иловли) и у оз. Эльтон. На значительной части рассматриваемой территории юра доступна для изучения лишь по керну буровых скважин. Отложения юрской системы отсутствуют на крайних западных участках Хоперской и юго-востоке Первомайско-Чирской моноклиналей. Не установлены образования юры в восточной части Донбасса и на значительной площади предкавказской части Скифской плиты. В пределах Восточно-Европейской платформы юра залегает несогласно на каменноугольных, пермских и триасовых образованиях, в Донецко-Каспийской тектонической области — на метаморфизованных отложениях палеозойского складчатого фундамента.

Современные представления о стратиграфии юрских отложений рассматриваемой территории основываются на исследованиях конца XIX и начала XX вв., проводившихся А. П. Павловым, А. Д. Архангельским, А. Н. Мазаровичем и др.

В 1896 г. А. П. Павлов по аналогии с разрезами с. Тепловки Саратовской области указал на верхнеюрский возраст пород в среднем течении р. Медведицы и на Донской Луке, а несколько позже (1901—1904 гг.) выделил по фауне и средний отдел юры.

А. Д. Архангельский (1906) впервые расчленил юру в Нижнем Поволжье на площади Камышинского и Аткарского уездов б. Саратовской губернии. Он указал, что в основании юры, на контакте с карбонем, залегает конгломерат, выше которого располагаются пески с прослоями галечников. Возраст этих пород был определен как нижний бат. Этим исследователем были выделены также нижний, верхний келловей и оксфорд.

В 1923 г. А. Н. Мазарович изучил обнажение в овраге Гнилушкинском (бассейн р. Иловли) и выделил здесь в основании среднеюрских отложений так называемую «гнилушкинскую серию» — белые косослоистые кварцевые пески с конгломератом в подошве. Эти породы перекрываются «караулинской серией» — песками и глинами непостоянной мощности. Возраст данной серии устанавливался А. Н. Мазаровичем как ранний байос. Он впервые палеонтологически обосновал средний подъярус келловей по аммонитам *Cosmoceras jason* Rein. и *Hecticocegas lunula* Rein. В Заволжье юрские отложения были установлены во второй половине XIX столетия. Подробную схему стратиграфии юрских отложений района оз. Эльтон разработал А. А. Богданов (1934), выде-

ливший здесь породы бата—байоса, среднего и верхнего келловей, оксфорда, верхнего кимериджа и нижнего волжского яруса. Н. А. Бакин и П. А. Шиндяпин (1935), придерживаясь в основном схемы А. А. Богданова, выделяют по фауне не только средний и верхний, но и нижний келловей, и расчленяют нижний волжский ярус на зоны *Perisphinctes panderi*, *Virgatites virgatus*, *Perisphinctes nikitini*.

Большое значение имеет работа В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1938), описавшей верхнеюрские аммониты в разрезах окрестностей оз. Эльтон и подтвердившей точку зрения А. А. Богданова относительно отсутствия здесь нижних горизонтов келловей.

В. П. Макридин обосновал зональное расчленение верхнеюрских отложений в разрезах оз. Эльтон и впервые по находкам брахиопод *Zeilleria luna lata* Makrid., *Rynchonella rouillieri eltonica* Makrid. выделил верхний волжский ярус. Детально вопросы стратиграфии средне- и верхнеюрских отложений Волгоградской области разработаны в работе А. И. Сарычевой (1965), которая доказала присутствие здесь верхнего байоса в объеме двух верхних макрофаунистических зон этого подъяруса: *Parkinsonia doneziana* и *Garantiana garantiana*, А. И. Сарычева предполагает наличие в разрезах и нижней зоны верхнего байоса — зоны *Strepoceras niortense*.

На юго-востоке рассматриваемой территории юрские отложения были вскрыты Астраханской опорной скважиной в 1948 г. и отнесены Я. С. Эвентовым (1956а) к байосскому, батскому, келловейскому и нижнему волжскому ярусам. Позже А. В. Смирнов и А. И. Сарычева выделили в разрезе этой скважины оксфордский ярус на основании характерной микрофауны, определенной А. Ф. Козыревой и А. И. Сарычевой. С указанным выделением нижнего волжского яруса в Астраханском разрезе некоторые исследователи не согласны.

В 1951—1952 гг. на южном склоне вала Карпинского была пробурена Джанайская опорная скважина. Часть юрского разреза, вскрытая в интервале 2017—2475 м, отнесена М. А. Ясеновой к тоар-ааленским отложениям по присутствию в интервале 2036—2048 м *Mytiloides* cf. *amygdaloides* Pčel., а в интервале 2237—2249 м *Mytiloides* cf. *quenstedti* Pčel. (определения Г. Т. Пчелинцевой). В последнем интервале Н. Т. Сазонов в 1958 г. обнаружил *Leioceras opalinum* Rein., что дало ему основание отнести глины в интервале 2160—2250 м к ааленскому ярусу (Сазонов, 1961).

Артезианская опорная скважина, пробуренная в 1951—1955 гг., не вышла из нижнеюрских отложений. В. В. Кутузова и М. В. Бузинова условно допускали, что самая нижняя пачка песчаников (интервал 3485—3529 м) относится к нижней юре. Основная же терригенная часть юрского разреза (интервал 2975—3485 м) была датирована средней юрой. Условно были выделены верхнеюрские (кимеридж-титонские, оксфордские и келловейские) отложения, залегающие в интервале 2795—2855 м.

Стратиграфией юрских отложений Волгоградской области занимались С. П. Рыков, М. С. Зиновьев, В. Д. Ильин, В. А. Бояринова и др. К настоящему времени накопился большой фактический материал по юрским отложениям описываемой территории. Несмотря на это, стратификация юрского разреза не отличается согласованностью взглядов отдельных исследователей. Так, неоднозначно проводится нижняя граница юры. Часть исследователей, в том числе и авторы настоящего раздела, вслед за И. Г. Сазоновой (1963) включают в состав юрской системы пестроцветные породы южного склона и осевой зоны вала Карпинского. Е. В. Мовшович считает, что рассматриваемые пестроцветные слои разновозрастны и относятся на различных площадях или

Сводная стратиграфическая схема среднеюрских отложений

| Система | | Унифицированная шкала | | | Воронежская антеклиза (Дона-Медведицкий вал, Приволжская моноклираль) | Мощ- ность, м | Прикаспийская синеклиза | Мощ- ность, м | Донецко-Каспийская тектоническая область (вал Карпинского) | Мощ- ность, м | | |
|---------|---------|-----------------------|---------|--|---|------------------|--|------------------|--|------------------|--|--|
| Отдел | Ярус | Под- ярус | Зона | | | | | | | | | |
| Юрская | Средний | Батский | Верхний | | Глины, алевриты, алевролиты <i>Pseudocoscocer</i> <i>Michalskii</i> Boriss., <i>Am-</i> <i>modiscus baticus</i> Dain | 0—55 | Глины с маломощными прослоями алевролитов и песчаников. <i>Ammodis-</i> <i>cus baticus</i> Dain | 40—60 | Глины, в основании песчаники, алевролиты <i>Parkinsonia</i> cf. <i>ferrugi-</i> <i>nea</i> Oppel. | 40—60 | | |
| | | | Нижний | <i>Pseudocoscocer</i> <i>Michalskii</i> и <i>Parkinsonia</i> <i>württembergica</i> | | | | | | | | |
| | Средний | Байосский | Верхний | <i>Parkinsonia doneziana</i> | Глины с <i>Parkinsonia</i> <i>doneziana</i> Boriss., <i>Lenticulina volganica</i> (Dain) и др. Пески, алевриты с <i>Ammodiscus subjurassi-</i> <i>cus</i> Sarytsch. | 0—200 | Пески, песчаники, алевролиты, глины. <i>Par-</i> <i>kinsonia parkinsoni</i> Sow., <i>Lenticulina volganica</i> (Dain), <i>L. psebaica</i> (Ant.), <i>Ammodiscus</i> <i>subjurassicus</i> Sarytsch. | 100—270 | Песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты <i>Parkinsonia doneziana</i> Boriss., <i>Ammodiscus</i> <i>subjurassicus</i> Sarytsch. | 27—500 | | |
| | | | | <i>Garantiana garantiana</i> | Глины с <i>Megateuthis</i> <i>aalensis</i> Voltz., <i>Mele-</i> <i>agrinnella</i> (<i>Pseudomon-</i> <i>otis</i>) <i>doneziana</i> (Bo- <i>riss.</i>), <i>Garantella aste-</i> <i>rogerinoides</i> Kapr- Tchern. | | | | | | Глины. <i>Garantella ru-</i> <i>dia</i> Kapr., <i>G. caucasica</i> Ant., <i>Palaeocytheridea</i> <i>bispinosa</i> Sarytsch. | Глины. <i>Garantiana</i> cf. <i>garantiana</i> Orb., <i>Garan-</i> <i>iella floscula</i> Kapr., <i>Reinholdella</i> cf. <i>terguem</i> Ant., <i>Lamarkella costi-</i> <i>fera</i> (Terq.) |
| | | | | <i>Strenoceras niortense</i> | ? | | | | | | Песчаники, пески | ? |
| | Средний | Аленский | Верхний | <i>Stephanoceras humph-</i> <i>riesianum</i> | Отсутствует | | Отсутствует | | Не установлен | | | |
| | | | | <i>Witchellia rossica</i> | | | | | | | | |
| | Средний | Аленский | Верхний | Не подразделяется | Отсутствует | | Отсутствует | | Песчаники, алевролиты с прослоями глин | 0—225 | | |
| | | | | Нижний | | | | | | | <i>Leioceras oralinum</i> | |

Сводная стратиграфическая схема верхнеюрских отложений

| Унифицированная шкала | | | | | Воронежская антеклиза (Доно-Медведицкий вал, Приволжская моноклираль) | Мощность, м | Прикаспийская синеклиза | Мощность, м | Донецко-Каспийская тектоническая область (вал Карпинского) | Мощность, м |
|---|----------|---|---|--|---|----------------|---|----------------|--|----------------|
| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Зона | | | | | | |
| Ская ний | Волжский | Верхний | Верхний | Craspedites nodiger Craspedites subfulgens Kaschpurites fulgens | Отсутствует | | ? | 35 | Отсутствует | |
| | | | | Известняки, глины, мергели. <i>Zeilleria luna la- ta</i> Makrid., <i>Cylothyris ulaganica</i> Makrid. | | | | | | |
| | | | | Средний | | | Epi- virgatites nikitini Virgatites virgatus Dorsoplanites panderi | | | |
| Мергели, глины. <i>Dorso- planites</i> ex gr. <i>panderi</i> (Orb.), <i>Lenticulina ka- sanzewi</i> (Furss. et Poljen), <i>L. rjabini</i> Furss. | 0—15 | Глины. <i>Dorsoplanites panderi</i> | | | | | | | | |
| Нижний | | | Subplanites pseudoscy- thuca, Subplanites soko- lovi Subplanites klimovi и Gravesia | Отсутствует | | | Отсутствует | | | Отсутствует |

Кимериджский

Верхний

Virgataxioceras fallax

Aulacostephanus pseudomutabilis

Нижний

Jovaiskiceras stephanoides и *Amoeboceras kitchini*

Отсутствует

Известняки, мергели, глины, алевролиты. *Eoxyra virgula* Goldf., *Divisosphinctes fallax* Illov., *Ammobaculites* aff. *disseptum* H. Вук., *Lenticulina* aff. *infravolgaensis* (Furss. et Poljen)

0—50

Не установлен

Отсутствует

Оксфордский

Верхний

Amoeboceras alternans

Нижний

Martelliceras martelli
и *Cardioceras zenaidae*

Cardioceras cordatum

Глины, мергели

Известняки с прослоями глин. *Amoeboceras* cf. *alternans* Buch., *Spirophthalmidium milioliniforme* Paalz., *Lenticulina Bosslumida* (Dain), *L. repanda* Капт.-Tchern.

8—60

Глины, известняки, доломиты. *Perisphinctes* sp., *Spirophthalmidium birmenstorffensis* Kübl. et Zw., *S. milioliniforme* Paalz., *Lenticulina uhligi* (Wish.), *L. tumida* (Mjatl.)

0—25

Глины с *Cardioceras cordatum* Sow., *Brotzenia volgensis* (Mjatl.), *Lenticulina posttumida* Dain

| Унифицированная шкала | | | | Воронежская антеклиз (Дно-Медведицкий вал, Приволжская моноклиналь) | Мощность, м | Прикаспийская синеклиза | Мощность, м | Донецко-Каспийская тектоническая область (вал Карпинского) | Мощность, м |
|-----------------------|---------|--------------|----------|---|--|---|----------------|---|----------------|
| Система | Отдел | Ярус | Полъярус | | | | | | |
| Юрская | Верхний | Келловейский | Верхний | Cardioceras praecordatum Quenstedticeras lamberti Peltoceras athleta и Quenstedtoceras keyserlingi | Глины с прослоями мергелей и алевролитов. <i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow., <i>Q. flexicostata</i> Phill., <i>Peltoceras</i> cf. <i>athleta</i> Phill. | Глины с прослоями мергелей с <i>Quenstedticeras lamberti</i> Sow., <i>Frankeina narovlensis</i> Mit., <i>Lenticulina tumida</i> (Mjatl.) | 8—60 | | 22—76 |
| | | | Средний | <i>Erymnoceras coronatum</i> , <i>Cadoceras milaschewici</i> и <i>Cosmoceras jason</i> | Глины с маломощными прослоями мергелей и алевролитов. <i>Cosmoceras jason</i> Rein., <i>Kepplerites enodatum</i> (Nik.), <i>Erymnoceras coronatum</i> (Sow.) | Глины с маломощными прослоями мергелей, известняков, песчаников. <i>Cosmoceras jason</i> Rein., <i>Kepplerites enodatum</i> (Nik.), <i>Lenticulina pseudocrassa</i> Mjatl., <i>L. cultratiformis</i> (Mjatl.) | | | |
| | | | Нижний | <i>Kepplerites gowerianus</i> , <i>Cadoceras elatmae</i> и <i>Macrocephalites macrocephalus</i> | Глины. <i>Macrocephalites macrocephalus</i> Schloth., <i>Kepplerites gowerianus</i> Orb., <i>Cadoceras elatmae</i> Nik. | Глины с прослоями алевролитов. <i>Macrocephalites macrocephalus</i> Schloth., <i>Lituotuba nodus</i> Kos., <i>Haplophragmoides infracallovienensis</i> Dain | 10—80 | Глины, песчаники, прослой мергелей. <i>Kepplerites (Cosmoceras) enodatum</i> Nikit., <i>Perisphinctes excavatum</i> Trautsch., <i>Chlamys (Asquiptecten) cf. fibrosa</i> Sow. | 20—40 |

к триасу, или к юре (см. раздел «Триасовая система»). Существуют разногласия в вопросе о возрасте песчаной толщи, которая в Джанайской скважине залегает на дислоцированных породах карбона (интервал 2250—2475 м). Одни геологи включают эти породы в нижнюю юру (Сазонов, 1961), другие относят их вместе с частью вышележащих глинистых отложений (интервал 2475—2095 м) к тоару—аалену (Бурштар, 1960а) или к аалену (Мацкевич, 1964), третьи считают, что указанные песчаные образования входят в состав байоса (Иванова и др., 1964; Э. Б. Мовшович и др., 1965). Верхняя часть юрского разреза Джанайской скважины (интервалы 2095—2017 м) также стратифицируется различно.

В настоящей работе юрские породы описываются в соответствии с унифицированной схемой стратиграфии юрских отложений Русской платформы 1962 г. (табл. 31, 32). При этом по волжскому ярусу учтены дополнения МСК 1966 г.

Воронежская антеклиза

В пределах Воронежской антеклизы юрская система представлена только средним и верхним отделами, которые подразделяются по фаунистическим данным на байосский, батский, келловейский, оксфордский и волжский ярусы.

Средний отдел

Байосский ярус

Отложения нижнего подъяруса байоса в данном районе отсутствуют. Верхнебайосские отложения, представленные песчано-глинистым комплексом пород (зоны *Garantiana garantiana*, *Parkinsonia doneziana* и, возможно, *Strepoceras niortense*), распространены в восточной части Хоперской моноклинали, в Терсинской депрессии, в пределах Доно-Медведицкого вала и на Приволжской моноклинали. Породы верхнего байоса залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на разновозрастных образованиях. На Хоперской моноклинали под байосом залегает карбон. В разрезах Приволжской моноклинали и юго-восточной части Доно-Медведицкого вала байосские отложения контактируют с породами карбона, перми или триаса.

В обнажениях подошва байосских отложений фиксируется довольно четко. Так, в юго-восточной части Доно-Медведицкого вала (Донская Лука) на неровной размытой поверхности пестроцветных глин нижнего триаса залегают серые кварцевые разнородные кослоистые пески в основании с конгломератом или окатанными гальками известняка, кремня и других пород. В северной части Доно-Медведицких дислокаций характер контакта несколько иной. Здесь известняки карбона перекрываются серыми глинистыми песками и алевритами с шаровидными конкрециями, в основании с гальками и обломками известняков, кремня и других пород. Резкий контакт байосских и подстилающих отложений наблюдается и в верхнем течении р. Иловли.

В разрезах некоторых скважин Приволжской моноклинали (Уметовская площадь, Николаевская опорная скв. 2) граница байосских и триасовых отложений фиксируется по смене серых глин байоса пестроцветными триасовыми.

В разрезах байосского яруса четко прослеживаются четыре пачки: песчаная, глинистая, глинисто-песчано-алевритовая и алеврито-глинистая. В районе Донской Луки в основании разреза выше конгломерата

залегают песчаная пачка, представленная серыми, желтовато-серыми кварцевыми песками косослоистыми, с прослоями и линзами тонкослоистого ожелезненного песчаника. Эта часть разреза сопоставлялась С. П. Рыковым (1951, 1953) с «гнилушкинской серией» и относилась им к нижней юре.

Выше по разрезу песчаные образования без видимых следов перебива перекрываются глинистой пачкой, которая сложена темно-серыми, местами почти черными глинами неравномерно алевритистыми, с маломощными прослоями известняков, алевритов и сидеритов. В нижней части пачки отмечается тонкое чередование глин и серых кварцевых глинистых алевритов.

Над глинами залегают глинисто-песчано-алевроитовые породы, сопоставляемые с «караулинскими слоями» А. Н. Мазаровича. В литологическом отношении эта часть разреза байоса довольно непостоянна. Так, в центральной и северной частях Доно-Медведицкого вала прослеживаются преимущественно песчано-алевроитовые породы: алевриты светло-серые, кварцевые, глинистые; пески коричневатого-серые, мелкозернистые, с прослоями глинистых известняков, алевролитов и песчаников. Среди песчаных пород отмечаются серые, неравномерно алевритистые глины с большим количеством обуглившихся растительных остатков, иногда с маломощными прослоями углей. На Приволжской моноклинали в разрезе описываемой пачки преобладают неравномерно алевритистые глины с обуглившимися растительными остатками; в кровле их прослеживаются кварцевые разнозернистые пески с редкими прослоями алевритов, алевролитов и песчаников.

Верхнюю часть байосского яруса слагают породы алеврито-глинистой пачки, довольно выдержанной по литологическому составу. Глины голубовато-серые, алевритистые, внизу жирные, с обуглившимися и пиритизированными растительными остатками, в кровле с прослоями известняков, глинистых алевритов и алевролитов (местами с косослоистой текстурой), а также с конкрециями сидерита.

По палеонтологическим данным описываемые отложения расчленяются, как уже отмечалось выше, на макрофаунистические зоны *Garantiana garantiana* и *Parkinsonia doneziana*.

В отложениях зоны *Parkinsonia doneziana* выделены микрофаунистические подзоны *Ammodiscus subjurassicus* и *Lenticulina volganica* («Решения...», 1962). Макрофаунистической зоне *Garantiana garantiana* соответствуют слои с *Garantella asterogerinoides* и *Palaeocytheridea bispinosa*. Песчаная пачка, имеющая ограниченное площадное распространение в пределах юго-восточной части Доно-Медведицкого вала (Донская Лука) и юга Приволжской моноклинали, не содержит органических остатков и охарактеризована комплексом спор и пыльцы байосского возраста (Сарычева, 1965). Она залегают ниже фаунистически обоснованных глин зоны *Garantiana garantiana*. По литологическому составу песчаная пачка резко отличается от вышележащих пород и имеет некоторое сходство с отложениями зоны *Streptoseras piortense* Днепровско-Донецкой впадины, что дает возможность условно рассматривать указанную пачку как аналог этой зоны.

Вышележащая глинистая пачка, прослеживаемая по площади несколько шире, чем песчаная, охарактеризована белемнитами *Megateuthis aalensis* Voltz., *M. elliptica* Mill., *M. quinquesulcata* Bl., *Meleagrinnella (Pseudomonotis) doneziana* (Boris) (Рыков, 1953).

Из фораминифер в отложениях глинистой пачки обнаружены *Ammodiscus* sp., *Planularia* ex gr. *semiinvoluta* (Terq.), *P.* ex gr. *subinvoluta* (Terq.), *Lenticulina sublatiformis* Dain, *L.* ex gr.

polymorpha (Terq.), *Garantella asterogerinoides* Капт.-Тчерн., *G. rudia* Капт.-Тчерн., *G. stellata* Капт.-Тчерн. и др.

Из остракода здесь присутствуют (иногда в массовом количестве) *Palaeocytheridea bispinosa* Sarytsch. (in litt.), *P. firmis* Sarytsch. (in litt.). Возраст глинистой пачки определяется по наличию в ней *Garantella asterogerinoides* Капт.-Тчерн., *G. rudia* Капт.-Тчерн., развитых, как указывают О. К. Каптаренко-Черноусова (1959) и З. А. Антонова (1958), в очень узком диапазоне — только в пределах зоны *Garantiana garantiana* Днепровско-Донецкой впадины и Северного Предкавказья.

Глинисто-песчано-алевритовая и алеврито-глинистая пачки, относящиеся к макрофаунистической зоне *Parkinsonia doneziana*, в фаунистическом отношении значительно беднее, чем породы зоны *Garantiana garantiana*. В отложениях глинисто-песчано-алевритовой пачки (микрофаунистическая подзона *Ammodiscus subjurassicus* встречены лишь *Meleagrinnella (Pseudomonotis) doneziana* (Boriss.), *Meleagrinnella* sp. и довольно многочисленные в количественном отношении песчанистые фораминиферы *Ammodiscus subjurassicus* Sarytsch. (in litt.), *Ammodiscus* sp. В алеврито-глинистой пачке (подзона *Lenticulina volganica*, *L. mironovi*), обнаружены аммониты *Parkinsonia doneziana* Boriss., *P. aff. neuffensis* Opp., *P. ex gr. parkinsonii* Sow., *Parkinsonia* sp. и пелелиподы *Meleagrinnella doneziana* (Boriss.), *Meleagrinnella* sp. Из фораминифер и остракод в глинах присутствуют *Ammodiscus* sp., *Lenticulina mironovi* (Dain), *L. volganica* (Dain), *L. dainae* (Kos.), *L. compacta* (Hab.), *L. immodulata* (Hab.), *L. aff. antonovi* Hab. (in litt.), *Planularia* ex gr. *ariethis* (Jessler), *Brotzenia* aff. *peregrina* Капт.-Тчерн., *B. aff. arcana* Капт.-Тчерн., *Macrodentina atrigata* (Hab.) и др.

Из числа четырех описанных пачек байосского яруса территориально наиболее распространены породы алеврито-глинистой пачки, контактирующей в пределах западной части Хоперской моноклинали с отложениями каменноугольного возраста.

Мощность байосских отложений Воронежской антеклизы колеблется от нуля в западной, юго-западной части Хоперской моноклинали до 200 м на Приволжской моноклинали.

Батский ярус

Отложения батского возраста имеют меньшее площадное распространение по сравнению с байосскими. Западная граница площади развития бата проходит по линии Елань—Фролово—Волгоград. Повсеместно они залегают согласно на породах подзоны *Lenticulina volganica*, *L. mironovi* верхнего байоса. В основании батского яруса прослеживаются голубовато-серые, жирные глины тонкоотмученные, плитчатые, иногда алевритистые. В средней части разреза преобладают серые алевриты, буровато-серые кварцевые глинистые алевролиты. Среди них отмечаются редкие прослойки глин, темно-серых микрозернистых известняков и бурых сидеритов. Верхняя часть разреза батского яруса слагается микрослоистыми неравномерно алевритистыми глинами.

Литологический состав батского яруса мало меняется по площади. Небольшие изменения отмечаются лишь на некоторых участках в восточной части Приволжской моноклинали, где разрез становится более глинистым. В обнажениях нижней части бата по р. Медведице были встречены аммониты *Pseudocosmoceras michalskyi* Boriss., *P. mazurawici* Moir., *Parkinsonia* ex gr. *parkinsonii* Sow., а также *Meleagrinnella doneziana* (Boriss.) и др. Из фораминифер здесь обнаружены

довольно многочисленные *Ammodiscus baticus* Dain. Н. Т. Сазонов (1961) отмечает, что этот вид встречен совместно с руководящим для нижнего бата аммонитом *Pseudocosmoceras michalskyi* Boriss.

Принимая во внимание отсутствие перерыва между батскими и келловейскими отложениями, можно считать, что батский ярус на исследуемой территории развит в полном объеме, но в настоящее время не может быть подразделен на подъярусы в связи с отсутствием достаточных палеонтологических данных.

Мощность батских отложений изменяется от нуля в западной части Доно-Медведицкого вала до 55 м в восточной части Приволжской моноклинали.

Верхний отдел

Келловейский ярус

Породы келловейского возраста распространены главным образом на Приволжской моноклинали и в северо-восточной части Доно-Медведицкого вала. На основании встреченных аммонитов, белемнитов, пелеципод и фораминифер келловейский ярус подразделяется на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижний подъярус повсеместно без видимых следов перерыва залегает на породах батского возраста. Как указывалось выше, граница бата и келловей нечеткая и проводится внутри толщи глин по смене батских светлых глин с *Ammodiscus* sp. темно-серыми глинами нижнего келловей, содержащими типичную для данного подъяруса фауну фораминифер. Нижний келловей представлен темно-серыми глинами местами с буроватым оттенком, слюдистыми, алевролитистыми, слабо известковистыми. В отдельных прослоях глины серые с большим содержанием карбонатного материала. В описываемых отложениях обнаружены аммониты *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Keplerites gowerianus* Orb., *Cadoceras elatmae* Nik., *Cylindroteuthis spicularis* Phill., *Camptonectes* cf. *borissiaki* Ger. и др. Комплекс фораминифер нижнего келловей довольно своеобразен и содержит много видов, свойственных только данному горизонту. Здесь обнаружены *Lituotuba nodus* Kos., *Haplophragmoides infracallovienensis* Dain, *Recurvoides ventosus* (Hab.), *Ammobaculites* ex gr. *coprolithiformis* Schw., *A. fontinensis* Terq., *Lenticulina arguata* (H. Vuk.), *L. tatarsiensis* Mjatl., *L. mira* (Kos.), *Discorbis tjoplovkaensis* Dain и др. В разрезах восточной части Приволжской моноклинали (Николаевская опорная скв. 2) верхи нижнего келловей отсутствуют, о чем свидетельствует и сокращение его мощности, и присутствие в глинах лишь микрофауны, свойственной самым нижним горизонтам подъяруса.

Средний подъярус сложен светло-серыми, известковистыми глинами с редкими маломощными прослоями глинистых и известковистых мергелей и алевролитов с аммонитами *Cosmoceras jason* Rein., *Keplerites enodatum* (Nik.), *Erymnoceras coronatum* (Sow.) и др. Из фораминифер в породах обнаружены *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. cultratifformis* Mjatl., *L. polonica* (Wisn.), *L. cidaris* (Kos.), *L. subtilis* (Wisn.), *Saracenaria gracilis* Kos., *Planularia guttus* Mit., *Brotzenia mosquensis* (Uhlig), *B. parastellegera* (Hefk.).

Верхний подъярус представлен породами, сходными со среднекелловейскими. Это серые, сильно известковистые глины, иногда алевролитистые, с прослоями мергелей и алевролитов. Из фауны в них обнаружены *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. flexicostata* Phill., *Peltoceras* cf. *athleta* Phill. и др. Ассоциация фораминифер близка

к среднекелловейской, но здесь в значительном количестве присутствуют *Lenticulina tumida* Mjatl., появляются впервые *Saracenaria engelsensis* Kos., *Frankeina narovlensis* Mit. и исчезают среднекелловейские *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. cultratifformis* Mjatl. и другие виды.

Общая мощность келловейских отложений изменяется от 0 до 90 м, возрастая к северо-востоку.

Оксфордский ярус

Отложения оксфордского яруса распространены в восточной части Приволжской моноклинали. В обнажениях, приуроченных к северной части моноклинали, видно, что на размытой поверхности келловейских глин залегает фосфоритовый горизонт, выше которого прослеживаются желтовато-серые песчаники, перекрывающиеся серыми известковистыми глинами и мергелями с аммонитами *Cardioceras cordatum* Sow., *C. ex gr. excavatum* Sow., указывающими на нижнеоксфордский возраст вмещающих пород. Фораминиферы, обнаруженные в глинах и мергелях, представлены видами *Lenticulina posttumida* Dain, *L. tumida* Mjatl., *Brotzenia volgensis* (Mjatl.), *B. uhligi* Mjatl. и др.

Мощность оксфордских отложений колеблется от 0 до 25 м.

Волжский ярус

Отложения волжского яруса распространены ограниченно и прослеживаются лишь в самой северо-восточной части Приволжской моноклинали, в районе пос. Красный Яр. Волжский ярус залегает со значительным стратиграфическим перерывом на породах нижнего оксфорда. Разрез описываемого яруса слагается серыми мергелями местами сильно глинистыми, в подошве с окатанными гальками и темно-коричневыми стяжениями фосфоритов. Выше мергели переходят в серые, сильно известковистые, слегка алевроитистые глины с маломощными (до 0,3 м) прослоями песчано-глинистых алевролитов. В описываемых породах встречены *Dorsoplanites ex gr. panderi* (Orb.), *Meleagrinnella subechinata* Lah., а также фораминиферы *Sigmoilina panda* (Orb.), *Lenticulina embaensis* (Furss. et Poljen.), *L. rjabini* Furss (in litt.), *L. aff. kazanzewi* (Furss. et Poljen.), *Frondicularia nodulosa* Furss. et Poljen. и др. Из остракод присутствуют *Protocythere bisulcata* (Schar.), *Cytherella tenuis* (Schar.) и др.

Приведенный выше комплекс фауны свидетельствует о принадлежности вмещающих их пород к зоне *Dorsoplanites panderi* среднего подъяруса. Мощность отложений волжского яруса не превышает здесь 15 м.

Прикаспийская синеклиза

Отложения юрской системы распространены здесь почти повсеместно. Только в сводах некоторых соляных структур они уничтожены последующей денудацией (соляные купола в районе оз. Эльтон, Владимирский купол к югу от с. Енотаевки и др.). Эта система представлена породами лишь среднего и верхнего отделов общей мощностью от 370 м — в зоне Астраханских поднятий — до 700 м в западной прибортовой зоне синеклизы. В разрезах присутствуют байосский, батский, келловейский, оксфордский, кимериджский и волжский ярусы.

Средний отдел

Байосский ярус

Породы байосского яруса залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на пермских и триасовых отложениях, имея иногда в основании конгломерат из кремнистых галек различной степени окатанности (Красноярская площадь, скв. 10). В разрезах Паромненской площади в основании байосских отложений наблюдаются кварцевые разнозернистые песчаники с мелкими гальками фосфоритов в основании.

Нижняя граница юрских отложений обычно четко прослеживается на электрокаротажных диаграммах по смене повышенных (8—10 ом·м) кажущихся сопротивлений подстилающих глин низкими их значениями (2—5 ом·м), отвечающими песчаникам байосского яруса.

Перекрываются байосские отложения батскими, келловейскими, нижнемеловыми, а в сводах отдельных соляных куполов — волжскими (район г. Волгограда) и неогеновыми (Балкудукский купол восточнее станции Харабалинская). Повсеместно в основании разреза байосского яруса развиты песчано-алевролитовые образования, представленные чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами. Песчаники светло- и буровато-серые, мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые и полимиктовые по составу. Алевролиты и глины образуют мало-мощные прослои. В западной прибортовой части Прикаспийской синеклизы (Красноармейская, Бекетовская, Паромненская площади) одно-возрастные образования слагаются зеленовато-серыми песками, коричневатато-серыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками с редкими обломками полевых шпатов и кварцитов, с зернами гидрогёгита и шамозита, с прослоями глинистых алевролитов и темно-серых глин. Местами алевролиты косослоистые, с кальцитовым цементом. В Эльтонской опорной скважине эта часть разреза, рассматривавшаяся ранее Н. И. Усковой, Т. Н. Хабаровой и другими в объеме нижней юры (Сарычева, 1965), представлена серыми мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками, а также темно-серыми алевролитами с подчиненными прослоями глин.

Выше песчаные образования без видимых следов перерыва пере-крываются темно-серыми с коричневатым оттенком глинами иногда почти черными, алевритистыми или тонкоотмученными, микрослоистыми, с прослоями темно-серых глинистых известняков (содержащих раковины *Meleagrinnella* sp.), алевролитов, песчаников и с конкрециями сидерита. Литологический состав пород этой пачки довольно хорошо выдержан в пределах Прикаспийской синеклизы. В восточном — юго-восточном направлении глины опесчаниваются, и среди них появляются значительные по мощности прослои алевролитов и алевритов (район оз. Эльтон, восточная часть зоны Астраханских поднятий).

Глинистые отложения сменяются вверх по разрезу песчано-глинистой пачкой, сложенной песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, глин и коричневатато-бурых сидеритов. В западной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы в разрезе преобладают глины, аналогичные вышеописанным, но менее алевритистые. Они пере-крываются незначительными по мощности (10—15 м) песчаными породами: светло-серыми мелко- и среднезернистыми полевошпато-кварцевыми песками с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Исключение составляет Паромненская площадь, где аналогичная часть разреза представлена в основном песчаными породами. В Эльтонской опорной скважине к этой же части разреза отнесены светло-серые кварцевые и

известковистые песчаники и серые глинистые алевролиты с прослоями темно-серых известковистых глин.

Верхняя часть байосского яруса сложена преимущественно серыми, слоистыми глинами с прослоями и линзами алевролитов, алевроитов, песчаников, известняков и с конкрециями сидеритов. В кровле яруса иногда залегает пачка песчаников небольшой мощности.

В зоне солянокупольной тектоники, судя по отдельным образцам из скважин Халганского купола, присутствуют темно-серые с буроватым оттенком глины с прослоями более светлой алевроитовой глины. По данным картировочной скважины, восточнее с. Харабали вскрытая часть байосского яруса (мощностью 72 м) сложена в основании кварцевыми серыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми известковистыми глинами; в верхней части развиты серые известковистые алевролиты.

Байосский возраст рассматриваемых отложений обоснован аммонитами, пластинчатожаберными, фораминиферами, остракодами, спорами и пылью. Все эти органические остатки приурочены главным образом к верхней части разреза. Менее всего обоснован палеонтологический возраст нижней песчаной пачки, что допускает различные толкования ее возраста. Отпечаток молодого экземпляра аммонита *Witchella* sp.(?) indet, имеющий плохую сохранность, обнаружен А. Н. Ивановой в образце из скважины Замьяновской площади. Обломок *Garantiana* sp. определен Н. В. Акимовой в образце из скважины Красноармейской площади (интервал 1014—1017 м). Вышележащие породы байоса характеризуются присутствием *Nucula* cf. *subovalis* Goldf., *Meleagrinnella doneziana* (Boriss.), *Astarte* sp., *Posidonia buchi* Roem. (данные А. Н. Ивановой). В скв. 417 Светлоярской площади Б. П. Стерлиным определен *Inoceramus* cf. *ambiquis* Eichw. В скв. 46 Халганского купола Л. В. Донской обнаружены *Nucula* aff. *jagmanica* Sibir., *Macrodon* sp. Богатый комплекс фораминифер указывает, по данным Т. Н. Хабаровой, А. И. Сарычевой и других, на верхнебайосский возраст вмещающих отложений. Здесь выделяются аналоги двух верхних макрофаунистических зон верхнего байоса Восточно-Европейской платформы: зоны *Garantiana garantiana* и зоны *Parkinsonia doneziana*. Нижняя из указанных зон соответствует глинистой пачке и выделена в разрезах многих скважин по присутствию комплекса фораминифер с такими характерными формами, как *Planularia* ex gr. *semiinvoluta* (Terq.), *Planularia* aff. *instabilis* (Terq.), *Garantella caucasica* Ant., *G. asterogerinoides* Kapt.-Tschern., *G. rudia* Kapt.-Tschern., *Reinholdella drecheri* (Bart. et Brand), *Spiroptalmidium infraooliticum* (Terq.) и остракод *Palaeocytheridea bispinosa* Sarytsch. (in litt.), *P. firmis* Sarytsch. (in litt.). Аналоги верхней макрофаунистической зоны, согласно представлениям Т. Н. Хабаровой и А. С. Сарычевой, развиты повсеместно. Эту зону характеризуют богатые в видовом отношении комплексы фораминифер и остракод, позволяющие выделить две подзоны: нижнюю с *Ammodiscus subjurassicus* и верхнюю с *Lenticulina volganica*, *L. mironovi*.

Для нижней подзоны в разрезах Волгоградской области характерны *Ammodiscus subjurassicus* Sarytsch. (in litt.) и *Ammodiscus* sp. В некоторых скважинах им сопутствуют единичные *Planularia* ex gr. *semiinvoluta* (Terq.) и *Palaeocytheridea* sp. Более богатая ассоциация фораминифер прослеживается в синхронной части разреза на площадях зоны Астраханских поднятий. Здесь наряду с *Ammodiscus subjurassicus* Sarytsch. встречены *Spiroptalmidium clarum* Ant., *Lenticulina caucasica* (Ant.), *L. polymorpha* (Terq.) и др. Верхняя микрофаунистическая подзона *Lenticulina volganica*, выделяемая

в байосе Волгоградской области, определенным образом отличается по фауне от своих возрастных аналогов, развитых в пределах Астраханской области и Калмыцкой АССР. Для разрезов Волгоградской области наиболее характерны такие виды, как *Lenticulina volganica* (Dain), *L. mironovi* (Dain), *L. ex gr. caucasica* (Ant.), *Macrodentina strigata* (Hab.), и др. В разрезах Астраханской области вместе с перечисленными видами встречаются *Spiroptalmidium* ex gr. *infraolithicum* (Terq.), *L. furssenkovi* (Ant.), *L. psebaica* (Ant.), *L. concinna* (Hab.) и др.

Присутствие фораминифер в скважинах Астраханских поднятий и хорошая сопоставимость разрезов скважин позволяет уточнить объем рассматриваемых отложений в Астраханской опорной скважине. Объем байосского яруса в этой скважине должен быть (с учетом всего фактического материала) увеличен по сравнению с ранее предполагавшимся за счет вышележащих глин, которые Я. С. Эвентов отнес к батскому ярусу. Вследствие этого мощность байосских отложений в Астраханской скважине, очевидно, составляет не менее 140—145 м.

Общая мощность байоса изменяется от 100 до 270 м.

Батский ярус

Отложения батского яруса менее распространены на площади по сравнению с байосом. Они достоверно установлены лишь в разрезах западной прибортовой и центральной зон Прикаспийской синеклизы. Условно бат выделяется в разрезах скважин, расположенных восточнее г. Астрахани, а также в Астраханской опорной скв. 4. Отсутствуют батские отложения в юго-западной части Прикаспийской синеклизы, в разрезах скважин к западу от г. Астрахани, а также на отдельных соляных куполах (Владимировском, Халганском).

Условность выделения батских отложений в ряде случаев объясняется присутствием в них комплексов фораминифер и остракод, близких по составу к байосским. Характерный для батских отложений Восточно-Европейской платформы вид *Ammodiscus baticus* Dain был обнаружен в различных частях юрского разреза Астраханской опорной скважины. Впервые этот вид, послуживший основанием Я. С. Эвентову для выделения батского яруса в разрезе опорной скважины, был обнаружен В. Ф. Козыревой в образце из интервала 1343—1365 м; позднее А. И. Сарычева определила данный вид в образце из интервала 1276—1283 м. В связи с этим авторы настоящей работы отмечают необходимость дальнейшего палеонтологического изучения батских отложений в восточной части зоны Астраханских поднятий.

Породы батского яруса залегают на отложениях верхнего байоса, причем эта граница является нечеткой вследствие литологической близости контактирующих толщ.

В большинстве разрезов зоны Астраханских поднятий батские отложения представлены двумя литологическими пачками: нижней — глинистой и верхней — песчаной. Глины серые и темно-серые с буроватым оттенком, аргиллитоподобные, с маломощными пропластками алевролитов, линзовидными прослоями мергелей и с включениями сидерита. Согласно залегающая на глинах песчаная пачка сложена серыми кварц-полевошпатовыми глинистыми песчаниками. Мощность бата составляет 40—60 м.

В западной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы в подошве батского яруса прослеживаются серые жирные тонкоотмученные глины, местами алевритистые. Глины перекрываются светло-серыми и буровато-серыми кварцевыми алевритами и алевролитами, с прослоями

глин, темно-серых микрозернистых известняков и сидеритов. Венчается разрез голубовато-серыми, жирными, микрослоистыми глинами.

В Эльтонской опорной скважине батский ярус сложен темно-серыми глинами с прослоями алевролитов, мергелей и сидеритов. В средней части залегают зеленовато-серые глауконито-кварцевые алевролиты и серые мелкозернистые пески. Мощность отложений составляет 45—55 м. В палеонтологическом отношении разрезы батского яруса Прикаспийской синеклизы бедны; в них обнаружены *Meleagrinnella doneziana* (Vogtiss.), *Meleagrinnella* sp. Фораминиферы представлены многочисленными *Ammodiscus balticus* Dain и *Ammodiscus* sp.

Присутствующий в глинистых отложениях Астраханских поднятий комплекс микрофауны является типичным среднеюрским. Многие виды данного комплекса встречаются также в байосе. По данным Т. Н. Хабаровой (Иванова и др., 1964), батский комплекс представлен фораминиферами *Haplophragmoides planus* Ant., *Lenticulina caucasica* (Ant.), *L. communis* (Kübl. et Zw.), *L. vassilenko* (Ant.), *Planularia semiinvoluta* (Terq.), *Marginulina macilenta* Terq., *Nodosaria papilio* Kübl. et Zw., *Spirillina eichbergensis* Kübl. et Zw. Здесь же отмечаются многочисленные остракоды *Macrodentina strigata* (Hab.) и *Paleocytheridea* sp.

В образцах из верхней песчаной пачки скважины Кирикилинской площади А. И. Сарычевой определен смешанный комплекс микрофауны, включавший как среднеюрские (батские?), так и верхнеюрские формы. Это позволяет, по мнению А. И. Сарычевой, относить нижнюю часть песчаной пачки к бату, а верхнюю — к келловею.

Верхний отдел

Келловейский ярус

Породы келловейского возраста распространены главным образом в западной прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы (где келловей подразделяется на три подъяруса) и в восточной части Астраханских поднятий (Кирикилинская, Разночиновская и Красноярская площади). В последнем районе в связи с отсутствием достаточных палеонтологических данных келловейский ярус не подразделяется.

Нижний подъярус, залегающий согласно на батских отложениях, представлен темно-серыми глинами, иногда с коричневатым оттенком, местами светло-серыми, алевролитистыми, слабослюдистыми, известковистыми. В верхней части глины содержат прослой алевролитов серых с обуглившимися растительными остатками, с аммонитами *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., белемнитами *Belemnites calloviensis* Lah. и другой макрофауной. Ассоциация фораминифер представлена следующими видами: *Lituotuba nodus* Kos., *Haplophragmoides infracalloviensis* Dain, *Recurvoides ventosus* (Hab.), *Lenticulina tatarsiensis* Mjatl., *L. mira* (Kos.), *Discorbis tjoplovkensis* Dain и др.

Средний подъярус келловейского яруса по литологическому составу отличен от нижнего келловея и сложен серыми и светло-серыми глинами сильно известковистыми, неравномерно алевролитистыми, с редкими маломощными прослоями алевролитистых мергелей и известняков или темно-серых мелкозернистых песчаников с кальцитовым цементом. На границе средне- и нижнекелловейских отложений фиксируется перерыв со значительным выпадением верхов нижнего келловея (скв. 26 и 32, Волгоградской комплексной геологической экспедиции) или даже всего нижнекелловейского подъяруса (скв. 439 Светлоярской

площади, Эльтонская опорная скважина). В таких случаях в подошве среднего келловея прослеживаются гальки сидеритизированных глин размером до 4 см или мелкие рассеянные зерна фосфорита.

Среднекелловейский возраст отложений установлен по аммонитам *Cosmoceras jason* Rein., *Kepplerites enodatum* Nik., а также фораминиферам *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. cultratiformis* Mjatl., *L. polonica* (Wisn.), *L. cidaris* (Kos.), *Planularia guttus* Mit., *P. silvestris* Mit., *Brotzenia mosquensis* (Uhlig), *B. elschankaensis* (Mjatl.) и др. В верхней части среднего келловея появляются единичные *Lenticulina tumida* (Mjatl.), достигающие расцвета в верхнем келловее.

Верхний подъярус представлен сходными со среднекелловейскими породами: светло-серыми известковистыми глинами с прослоями в верхней части мергелей, с аммонитами *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. flexicostata* Phill., *Peltoceras cf. athleta* Phill., *Cosmoceras duncani* Sow. и др. Ассоциация фораминифер близка по своему составу к среднекелловейской. Здесь отсутствуют *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. cultratiformis* Mjatl., но в большом количестве встречаются *Lenticulina tumida* Mjatl. и впервые появляются *Frankeina narovlensis* Mit., *Saracenaria engelsensis* Kos. и др.

Общая мощность описанных отложений увеличивается в восточном и северо-восточном направлениях от 10 до 80 м.

В районе Астраханских поднятий келловейский ярус сложен песчано-глинистыми отложениями. Глины серые и буровато-серые, иногда карбонатные, слоистые, с растительными остатками. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, глинистые. Соотношение с подстилающими среднеюрскими отложениями неясное. Некоторые исследователи косвенно устанавливают трансгрессивный характер залегания келловея. Мощность яруса не превышает 25 м. Ранее все исследователи считали, что келловейский ярус имеет несколько больший объем, так как условно включали в него нижележащую пачку песчаных пород мощностью 15—18 м. Однако впоследствии А. И. Сарычева установила, что эта пачка на Кирикилинской площади содержит среднеюрский комплекс фораминифер.

Келловейские отложения зоны Астраханских поднятий характеризуются отпечатками *Cosmoceras* sp. indet., *Perisphinctes* sp., *Gryphaea* ex gr. *dilatata* Sow. (Иванова и др., 1964). Кроме того, Т. Н. Хабарова обнаружила в образцах из скважин Кирикилинской площади фораминиферы *Ammobaculites latus* Mit., *Verneuilina minima* Kos., *Lenticulina polonica* (Wisn.), *L. tumida* (Mjatl.), *Fronicularia spatulata* Terq.

В Астраханской опорной скважине к келловейскому ярусу относятся светло-серые глинистые песчаники кварц-полевошпатового состава мощностью 23 м (интервал 1247—1270 м)*. Выделенный в таком объеме келловейский ярус согласуется с палеонтологически охарактеризованными отложениями в близко расположенных разрезах.

Оксфордский ярус

Наиболее полно оксфордский ярус представлен в западной прибрежной зоне Прикаспийской синеклизы, где установлен нижний и условно выделен верхний подъярус. На юго-востоке рассматриваемого

* Я. С. Эвентов, вновь пересматривавший материалы Астраханской скважины в 1962 г., считает возможным относить к келловейскому ярусу отложения в интервале 1247—1331 м.

района оксфордские отложения известны в Астраханской опорной скважине и на разведочных площадях, примыкающих к г. Астрахани с северо-востока. Данные отложения отсутствуют на Халганском, Владимировском и других соляных куполах. В непрерывных разрезах граница келловоя с оксфордом не всегда четкая. Часто она проходит внутри толщи однородных глин и устанавливается лишь по смене комплексов фораминифер.

Нижний подъярус слагают серые и темно-серые известковистые глины с обломками фауны и пиритизированными растительными остатками, с конкрециями микрозернистого известняка в основании. Здесь обнаружены аммониты *Cardioceras cordatum* Sow., *C. excavatum* Sow., *Peltoceras arduennense* Orb., фораминиферы *Ammobaculites elenae* Dain, *Spirophthalmidium postcarinatum* Dain, *Trochalina transversarii* Paalz., *Lenticulina russiensis* Mjatl., *L. posttumida* Dain, *Brotzenia volgensis* (Mjatl.), *B. uhligi* (Mjatl.) и др.

Верхний подъярус слагается светло-серыми, неравномерно перекристаллизованными известняками, мелко- и среднезернистыми, с небольшим содержанием кварца, с прослоями микрослоистых светло-серых глин. Комплекс микрофауны значительно отличается от нижнеоксфордского. Здесь встречены фораминиферы *Spirophthalmidium milioliniforme* Paalz., *Lenticulina posttumida* Dain, *L. repanda* Kart.-Tchern., *L. suprajurassica* (Schw.), *Planularia* sp. Вместе с перечисленными формами в большом количестве присутствуют микроскопические *Spongia* и спикулы губок. Наибольшее стратиграфическое значение из приведенной ассоциации имеет вид *Spirophthalmidium milioliniforme* Paalz., свойственный, по данным И. В. Митяниной, в основном отложениям зоны *Amoeboceras alternans* и, реже, породам зоны *Cardioceras zenaidae* Поволжья, Украины и других регионов.

Описанная пачка известняков залегает или на глинах нижнего оксфорда, или на породах келловоя (последнее установлено в скв. 3 Бекетовской площади). В районах развития соляных куполов она контактирует с отложениями байоса (например, в скв. 1-р Красноармейской площади). На основании стратиграфического положения в разрезе (между кимериджем и нижним оксфордом), обнаруженных комплексов фораминифер и по данным сопоставления со смежными районами, где в описанной карбонатной пачке встречены аммониты *Amoeboceras* aff. *alternans* Buch, можно считать, что данная пачка соответствует по объему верхнеоксфордскому подъярису. Отложения этого подъяруса развиты, очевидно, лишь на отдельных участках прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы. Общая мощность оксфордских отложений в прибортовой зоне изменяется от 8 до 60 м.

К отложениям оксфордского яруса зоны Астраханских поднятий относятся серые, крепкие известняки, зеленовато-серые, глинистые, доломитизированные мергели, с многочисленными спикулами губок и темно-серые глины с прослоями алевролитов.

На породах келловоя описываемые отложения залегают несогласно, о чем косвенно свидетельствуют данные об изменении мощностей келловейских отложений (Иванова и др., 1964). Мощность оксфордского яруса составляет здесь 10—18 м.

В скважинах Красноярской и Кирикилинской площадей присутствуют аммониты *Cardioceras* (*Amoeboceras*) cf. *alternans* Buch оксфордского типа *Parallelodon pictum* Milash., *Aequipecten fibrosus* Sow., *Perisphinctes* sp. (определения А. Н. Ивановой), а также фораминиферы *Spirophthalmidium pseudocarinatum* Dain, *S. birmenstorphenensis* (Kübl. et Zw.) и др. (определения Т. Н. Хабаровой, А. И. Сарычевой).

В нижней части оксфорда в Астраханской опорной скважине (на глубине 1246 м) был обнаружен комплекс микрофауны: *Ammodiscus tenuissimus* (Gumb.), *Spiroptalmidium saggitum* Вук., *Textularia mircus* Kos., *Lenticulina bruckmanni* (Mjatl.), *L. russiensis* (Mjatl.), *L. inflata* (Winn.), *L. attenuata* (Kübl. et Zw.), *Frondicularia* aff. *glaudulinoidea* Wisn. (определения В. Ф. Козыревой).

Кимериджский ярус

До последнего времени породы кимериджского возраста на исследуемой территории выделялись лишь в окрестностях оз. Эльтон (на горе Улаган). Представлены они здесь серыми плотными известняками, содержащими в основании гальку мелких фосфоритов. Вверх по разрезу известняки переходят в желтовато-серые песчанистые мергели и зеленоватые известковистые глины, в которых встречаются *Exogyra virgula* Gold., *Divisosphinctes fallax* Il'ov. и др. Эта фауна свидетельствует о верхнекимериджском возрасте вмещающих отложений. Мощность верхнего кимериджа в районе оз. Эльтон около 30 м.

В 1964—1965 гг. в районе г. Волгограда при бурении скважин на соль были вскрыты темно-серые пелитоморфные известняки, иногда мелкозернистые, сильно глинистые, с обломками макрофауны. Известняки перекрываются серыми с зеленоватым оттенком алевролитами, глауконито-кварцевыми, глинистыми, известковистыми, с прослоями серых песчаников, известняков и темно-серых неравномерно алевролитистых глин. В основании пачки известняков выявлен небогатый фаунистический комплекс, состоящий из фораминифер *Ammobaculites* aff. *disseptum* Н. Вук., *Lenticulina* aff. *embaensis* (Furss. et Poljan) и остракод *Palaeocytheridea monstrata* Lüb., *P.* aff. *mandelstami* Lüb. Этот комплекс характерен для кимериджского яруса.

По сопоставлению электрокаротажных диаграмм представляется возможным выделить кимериджские отложения в некоторых разрезах западной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, где мощность их не превышает 50 м (скважины Александровско-Кисловского профиля и Гмелинской структуры).

Волжский ярус

Отложения волжского яруса, очевидно, широко распространены в пределах Прикаспийской синеклизы. Выходы пород данного яруса на дневную поверхность известны лишь в одном пункте рассматриваемого района (в окрестностях оз. Эльтон). По фауне аммонитов и брахиопод они отнесены к среднему и верхнему подъярусам. В разрезах Гмелинской площади присутствуют, по всей вероятности, породы нижнего подъяруса, представленные темно-серыми известковистыми глинами (*Dorsoplanites* cf. *panderi* Orb.).

Средний подъярус сложен в основании зеленовато-серыми известковистыми, местами песчанистыми глинами мощностью 3 м, с переотложенными фосфоритовыми конкрециями в подошве. В глинах найдены *Dorsoplanites* cf. *panderi* Orb., *Aucella rugosa* Pavl., *Aucella seythica* Sok. (М. С. Зиновьев, 1963). Глины перекрываются серыми, алевролитистыми песчаниками мощностью 6 м, с прослоями черной известковистой глины, с фауной *Virgatites virgatus* Buch и *Ctenostreon distans* Eichw. Венчается разрез чередующимися зеленовато-серыми или черными глинами и глинистыми известняками с *Epivirgatites nikitini* (Mich.), *Ostrea deltoidea* (Sow.) и др. Мощность этой пачки 21 м.

Несколько иной в литологическом отношении разрез зоны *Dogsoplinites panderi* мощностью 20 м вскрыт северо-восточнее Волгограда на Паромненской площади. Отложения указанной зоны представлены здесь зеленовато-серыми кварцевыми песчаниками и серыми мергелями с прослоями алевролитов и известняков, с фораминиферами *Ammobaculites* sp., *Lenticulina* sp. и остракодами *Palaeocytheridea* aff. *grossepunctata* (С h a p.). По данным П. С. Любимовой, последний вид широко распространен в разновозрастных отложениях Поволжья, Общего Сырта и Урало-Эмбенской нефтеносной провинции.

Аналоги среднего подъяруса волжского яруса, выделяемые довольно условно и представленные пестроцветными континентальными образованиями, вскрыты в районе г. Волгограда (Чапурниковская площадь). Разрез подъяруса складывается здесь чередующимися песчаниками, алевролитами, реже глинами (залегают эти породы на отложениях верхнего кимериджа). Песчаники серые, местами желтовато-серые или кирпично-бурые, разномерные, кварцевые, глинистые, иногда слабоизвестковистые. Алевролиты серые, зеленовато-серые, красноватые, с пятнами голубовато-серых глин. Глины пестроокрашенные, алевролитовые, в некоторых прослоях темно-серые известковистые. В известковистых темно-серых глинах, залегающих в основании подъяруса, найдена *Exogyra nana* Sow. В отдельных прослоях обнаружены единичные экземпляры харовых водорослей, неопределимые остракоды верхнеюрского облика и обедненные спорово-пыльцевые комплексы. Перекрываются данные отложения породами неокомского возраста. Стратиграфическое положение описываемой пестроцветной толщи (мощность которой достигает 200 м) определяется находками в ней верхнеюрской фауны, спорово-пыльцевых комплексов и результатами сопоставления с разрезами Днепровско-Донецкой впадины, где отложения верхнего кимериджа и среднего подъяруса волжского яруса представлены сходными по составу пестроцветными образованиями.

По сопоставлению электрокаротажных диаграмм средний подъярус может быть выделен и в скв. 5 Александровско-Кисловской площади (расположенной в полосе бортового уступа синеклизы), а также в разрезах Гмелинской структуры.

На юго-востоке рассматриваемого района волжские отложения выделены Я. С. Эвентовым в Астраханской опорной скважине. К ним были отнесены темно-серые песчаные глины с глауконитом, а также доломитизированные зеленовато-серые мергели (интервал 1219—1239 м). Основанием для выделения волжских образований послужило то, что А. Н. Иванова обнаружила *Astarte* cf. *ovoides* Buch, *A. voltzi* Lief., а А. И. Сарычева определила фораминиферы *Marginulina gracilissima* Reuss, *Lenticulina* aff. *infravolgaensis* (Futss. et Poljen.). Палеонтологические исследования последних лет, выполненные Т. Н. Хабаровой и А. И. Сарычевой, ставят под сомнение правомерность выделения волжского яруса в Астраханском районе. Дело в том, что в отложениях, считавшихся ранее волжскими, указанные исследователи обнаружили готеривский комплекс фораминифер.

Верхний подъярус волжского яруса выделяется лишь в районе оз. Эльтон на основании фауны брахиопод *Zeilleria luna lata* Makrid., *Cyclothyris ulaganica* Makrid., *Rynchonella rouilliere eltonica* Makrid. и др. Разрез подъяруса представлен внизу белыми известняками и глинистыми мергелями с прослоями светло-серых известковистых глин, сверху — буровато-серыми кварцевыми известковистыми песчаниками с маломощным прослоем известняка. Мощность описанных пород составляет 35 м.

Не исключена возможность, что верхняя часть пестроцветных образований юры в районе г. Волгограда, рассматриваемых нами условно в объеме среднего подъяруса волжского яруса, соответствует в действительности верхнему подъярису.

Донецко-Каспийская тектоническая область

В западной части данной области юрские образования отсутствуют. Они развиты лишь в пределах вала Карпинского. В строении юрского разреза вала Карпинского участвуют отложения всех трех отделов.

Нижний отдел

Тоарский ярус

К нижней юре отнесена переходная толща осадков, залегающая с разрывом на дислоцированном каменноугольном фундаменте и отделенная стратиграфическим и угловым несогласием от среднеюрских образований.

Нижнеюрские отложения в пределах вала Карпинского были впервые выделены Е. И. Нечитайло и другими исследователями в разрезах скважин осевой зоны вала (Промысловская, Олейниковская, Цубукская площади). Это выделение основывалось на изучении небогатых спорово-пыльцевых комплексов, близких к тоарско-ааленским комплексам Северного Кавказа (по данным С. Н. Наумовой, Н. В. Акимовой и др.), а также на флористических исследованиях В. А. Вахрамеева, согласно которым рассматриваемые отложения относятся к нижней юре и, возможно, к верхам триаса.

На Цубукско-Промысловских поднятиях к нижнеюрским отложениям отнесена толща, которая залегает под регионально прослеживаемым базальным конгломератом средней юры. (На Промысловской площади этот конгломерат залегает в скв. 8-р на глубине 1806 м, а в скв. 24-р на глубине 1725 м). Мощность этой толщи достигает здесь 250—350 м. Я. С. Эвентов и др. (1961) указанную толщу считали тоарско-ааленской.

Литологически она представлена аргиллитоподобными серыми или темно-серыми глинами, иногда с коричневатым или розоватым оттенками, с обрывками и отпечатками растительных остатков и с тонкими прослойками углей. Характерны трещиноватость и зеркала скольжения.

Возраст описываемых пород был обоснован палеонтологически при изучении разреза скв. 3 Каспийской площади, где в темно-серых аргиллитоподобных глинах (интервал 2514—2520 м) И. Г. Сазоновой найден и определен *Corbis (Sphaeriola)? ex gr. onesimeii Dumortier*, известный в лейасе Франции.

На основании сопоставления с Каспийской площадью, а также в результате изучения спорово-пыльцевых комплексов нижнеюрские отложения выделяются на Красно-Камышанской, Ики-Бурульской и других площадях южного склона вала Карпинского. Эти образования представлены здесь аргиллитоподобными глинами, аргиллитами, алевролитами и крепкими песчаниками с линзочками углистого вещества. Преобладают темно- и зеленовато-серые цвета, иногда с коричневатым и буроватым оттенками. Породы неравномерно известковистые, иногда сидеритизированные, с углами падения от 30 до 80° (чаще в пределах 20—40°), перемятые, с зеркалами скольжения. Мощность отложений на Каспийской площади изменяется от нуля в центральной части площади до 130—150 м в восточной, а на Красно-Камышанской, Восточно-

Камышанской, Салхинской и Меклетинской площадях колеблется от 30 до 80 м. На Ики-Бурульской площади описываемые отложения имеют мощность от 100 до 120 м, содержат в скв. 3 (в интервале 1640—1643 м) споры и пыльцу гинкговых, беннетитовых и хвойных, характерные по данным С. А. Вартанян, для нижней юры.

В разрезах отдельных скважин Промысловской, Межевой, а также Каспийской площадей и других участках южного склона вала Карпинского сероцветные нижнеюрские отложения подстилаются без ясно выраженных следов перерыва пестроцветными, главным образом красноцветными, образованиями неустановленного возраста*.

Литологически пестроцветные отложения представлены на южном склоне вала кирпично-красными с лиловатым оттенком аргиллитами иногда зеленоватыми, пятнистыми, с прослоями разноокрашенных песчаников, содержащих гальку. Возраст красноцветных отложений условно определялся А. И. Летавиным, Н. А. Крыловым, А. Я. Дубинским (1961) и другими исследователями как позднепермский — раннетриасовый. В 1965 г. А. Я. Дубинский относит эти отложения к интервалу времени от домера до раннего байоса включительно.

В последние годы появились некоторые палеонтологические данные, позволяющие предположительно выделять среди красноцветов южного склона вала Карпинского как юрские, так и триасовые образования. Аммониты, найденные в темно-серых аргиллитоподобных глинах, залегающих среди красноцветов восточного Ставрополя (Гороховская площадь), характеризуют, по данным И. Г. Сазоновой (1963), геттангские и синемюрские отложения нижней юры.

М. М. Мацкевич (1964) обнаружил в красноцветной толще Максимокумской площади остатки пластинчатожаберных, указывающие, по его мнению, на принадлежность верхних горизонтов данной толщи к юрской системе.

По электрокаротажной характеристике красноцветные породы сходны с сероцветными, содержащими, как отмечалось, фауну нижней юры. Нижний отдел юры отличается от среднего заметно возросшими значениями КС, и его породы часто близки в этом отношении к палеозойским. Последнее затрудняет разделение нижней юры и палеозоя.

Средний отдел

Ааленский ярус

Ааленские отложения выделяются условно, по данным спорово-пыльцевых определений, в разрезах скважин осевой зоны вала и его южного склона. На северном склоне эти образования отсутствуют и севернее Сайгачьей структуры породы байоса с размывом ложатся на пермские и триасовые отложения. Залегают породы аалена на различных глубинах: в скв. 8 на Промысловской площади в интервале 1620—1806 м, в скв. 1 на Сайгачьей площади в интервале 2050—2126 м, в скв. 24 на Каспийской площади в интервале 2357—2413 м и в скв. 22 в интервале 2400—2483 м (рис. 39).

На Промысловской и Олейниковской площадях ааленские отложения представлены кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а также алевrolитами и маломощными пропластками глин. Песчаники светло-серые, от мелко- до крупнозернистых, обычно некарбонатные. Граница с байосскими от-

* Пестроцветы сводовой части вала Карпинского описаны при характеристике нерасчлененных пермских и триасовых отложений в разделе «Пермская система».

ложениями нечеткая и проходит в толще однородных песчаных образований.

Аналогичное строение описываемые отложения сохраняют на южном склоне вала Карпинского, но мощность их здесь сокращается. Наиболее полно ааленский ярус представлен керном на Каспийской площади. Здесь в скв. 24 ааленские отложения (залегающие в интер-

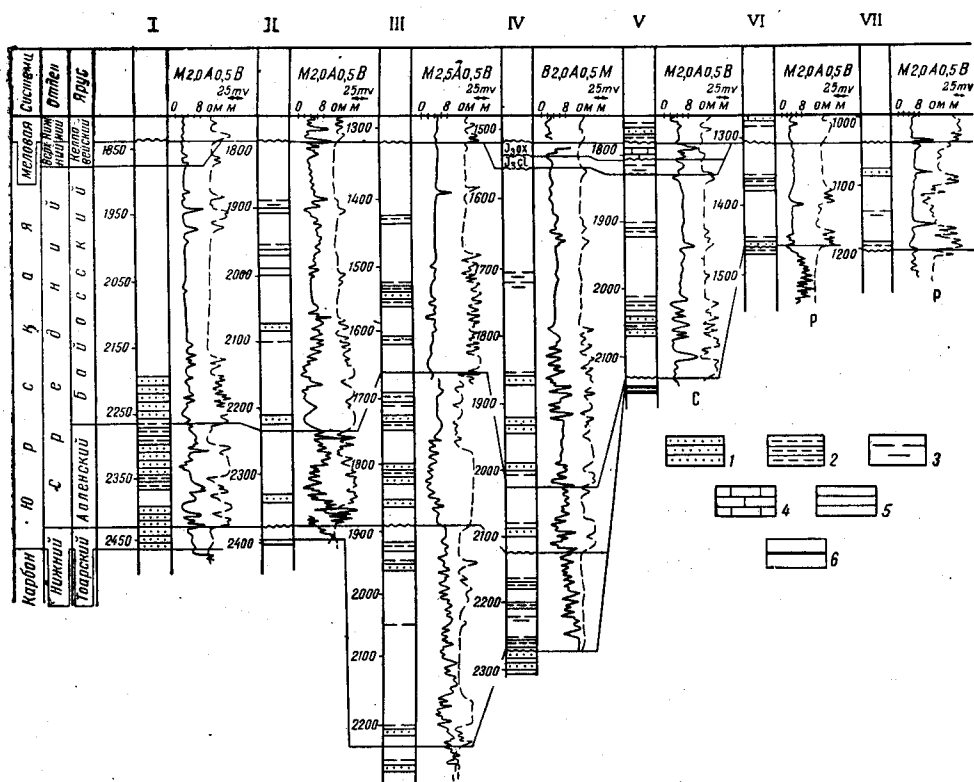


Рис. 39. Схема сопоставления разрезов юрских отложений по линии Замьяны — Каспийское поднятие с использованием электрокаротажных диаграмм. Составила В. Б. Иванниция

Площади: I — Каспийская (скв. 24); II — Профильная (скв. 3); III — Олейниковская (скв. 40); IV — Сайгачья (скв. 1); V — Эджинская (скв. 3); VI — Далан-Алдынская (скв. 6); VII — Замьяновская (скв. 2).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — аргиллиты; 6 — сланцы

вале 2357—2413 м) пройдены со сплошным отбором керна и сложены в основании (интервал 2413—2375 м) разнотельными светло-серыми песчаниками с прослоями гравелитов. Песчаники полевошпато-кварцевые, с обломками кристаллических сланцев, эффузивных пород и кварцитов. Выше (интервал 2375—2363 м) залегают глины темно-серые, аргиллитоподобные, с редкими обуглившимися растительными остатками. Разрез ааленского яруса венчается переслаивающимися темно-серыми слоистыми алевролитами, аргиллитоподобными глинами и песчаниками. Западнее Каспийского поднятия ааленские отложения сохраняют аналогичное описанному строение, но мощность их значительно сокращается (часто до нуля), и они отмечаются лишь в разрезах некоторых скважин Красно-Камышанской, Ачинерской и других площадей (рис. 40). На Ики-Бурульской площади ааленские образования встре-

чены в скв. 3 (интервал 1383—1535 м) и представлены переслаивающимися алевролитами, аргиллитоподобными глинами и песчаниками. Возраст описываемых отложений, по данным многочисленных спорово-пыльцевых исследований (определения С. Н. Наумовой, И. Н. Соколовой, И. В. Бархатной, Н. В. Акимовой, С. А. Вартамян и др.), определяется как ранне-среднеюрский или переходный от раннеюрского к среднеюрскому.

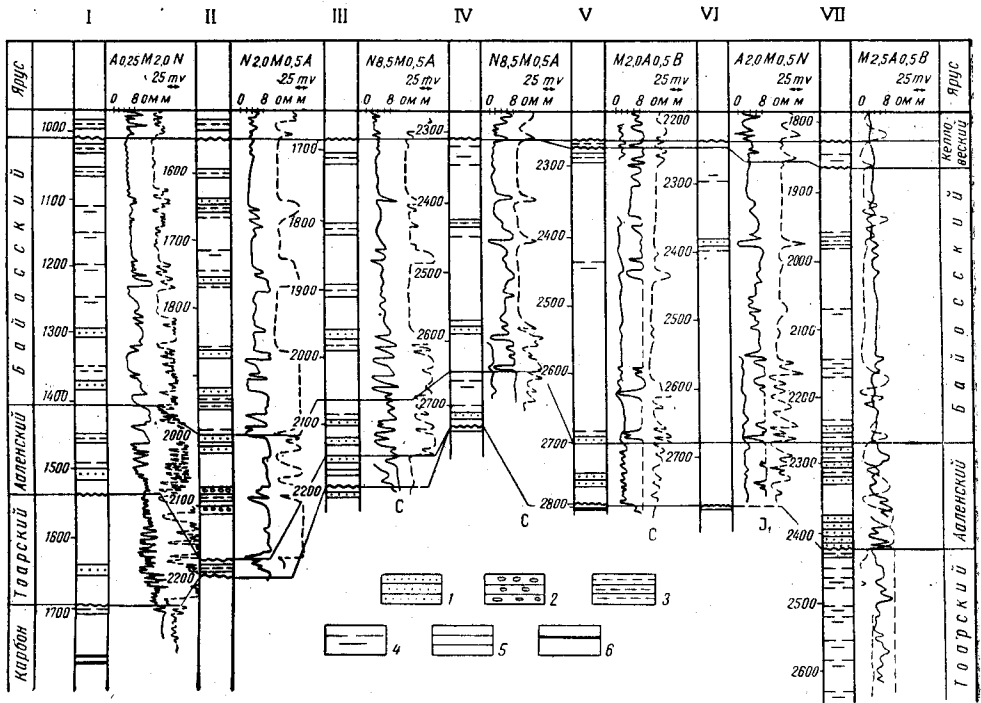


Рис. 40. Схема сопоставления разрезов юрских отложений по линии Ики-Бурул — Каспийское поднятие (составила В. Б. Иванецкая) с использованием электрокаротажных диаграмм

Площади: I — Ики-Бурульская (скв. 3); II — Шарынольская (скв. 1); III — Ачинерская (скв. 6); IV — Кеке-Уеунская (скв. 2); V — Красно-Камышанская (скв. 9); VI — Ермолинская (скв. 8); VII — Каспийская (скв. 3)

1 — песчаники; 2 — гравелиты; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — сланцы

Палинологические исследования, проведенные в 1964—1965 гг. И. Н. Соколовой по образцам пород из скважин Каспийской площади, позволили проследить в одном разрезе изменения спорово-пыльцевого спектра от байоса к нижней части среднеюрского отдела. Так, в скв. 24 в песчаниках с прослоями аргиллита встречен спорово-пыльцевой комплекс, свойственный низам средней юры. В этой скважине в интервале от 2369 до 2375 м преобладает пыльца *Pagophyllum*, *Coniopheris* sp. (37%), а из числа спор присутствуют *Lycopodium* sp., *Selaginella* sp. (12%), *Marratisporites* sp., *Leiotriletes* sp. С глубиной (интервал 2381—2389 м) состав пыльцы дополняется видами *Cyngulatisporites anagrammensis* К.-М., *Matoniasporites phleboptoroides* Volch. и др. Процентное содержание пыльцы голосеменных, гинкговых и беннетитовых возрастает на глубине 2389—2395 м до 14%.

В заключение отметим, что выделение ааленского яруса является наиболее спорным вопросом стратиграфии юрских отложений вала Карпинского*.

Байосский ярус

Породы байосского яруса являются наиболее широко распространенными образованиями юрской системы на рассматриваемой территории. Они прослеживаются скважинами от г. Элисты и Ики-Бурульской площади на западе до Каспийского моря на востоке.

Залегают байосские отложения обычно на ааленских. Граница этих ярусов условна и проходит в литологически однообразных песчано-алевролитовых отложениях. На северном склоне вала Карпинского байосский ярус трансгрессивно перекрывает каменноугольные породы. Верхняя граница яруса повсеместно представляет собой эрозионную поверхность, на которой несогласно залегают верхнеюрские отложения, а чаще — различные горизонты нижнего мела. Толща пород байосского яруса по литологическим признакам подразделяется на две свиты: нижнюю, песчано-алевролитовую, и верхнюю, глинистую, с мало-мощными прослоями песчано-алевролитовых пород.

Нижняя свита сложена кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми светло-серыми песчаниками и алевролитами с буроватым оттенком. Вверх по разрезу обломочные частицы становятся в общем более мелкими.

Палеонтологические остатки, обнаруженные в породах песчано-алевролитовой свиты, представлены редкими фораминиферами верхней части байосского яруса. В скв. 8 Промысловской площади И. В. Долицкой найдены *Lenticulina* ex gr. *volubilis* (Dain), *L. aff. atherica* (Dain) и др. В образцах из скв. 1 Цубукской площади Т. Н. Хабаровой определены *Lenticulina volubilis* (Dain), *L. foliacea* (Schw.), С. В. Дубровина обнаружила в скв. 2 Харталгинской площади *Lenticulina* ex gr. *caucasica* Ant., а в скв. 216 Титовской площади — *Ammobaculites fontinensis* (Teg.).

Мощность нижней свиты существенно изменяется на коротком расстоянии: от 200 м на Олейниковской площади до 120 м на Эджинской.

Верхняя свита байосского яруса, залегающая на нижней без видимых следов перерыва, сложена аргиллитоподобными темно-серыми, тонкоотмученными глинами, а также неяснослоистыми слабослюдистыми аргиллитами. В глинах и аргиллитах встречаются прослои песчано-алевролитовых пород мощностью 20—40 м. Мощность отложений данной свиты изменяется от 300—400 м в осевой зоне вала Карпинского до 480—500 м в районе Таук-Унгурского и Бузгинского поднятий. К западу мощность быстро сокращается до 60—65 м на Вишневской и Вознесенской площадях и до 27 м на Ульдучинском поднятии. Палеонтологическая характеристика отложений четкая и свидетельствует о верхнебайосском возрасте описываемых пород. В образце из скв. 32 Каспийской площади М. П. Кудрявцев обнаружил остатки аммонита, близкие, по свидетельству Н. В. Безносова, к виду *Parkinsonia doneziana* Boriss. На этой же площади А. Н. Ивановой определены такие формы, как *Garantiana* sp. (скв. 8), *Parkinsonia* sp. indet. (скв. 5 и 14), *Meleagrinnella* (*Pseudomonotis*) cf. *doneziana* Boriss. (скв. 14). В керне скв. 2 Харталгинской площади найден обломок *Garantiana* cf. *garan-*

* К ааленскому ярусу отдельные исследователи (Я. С. Эвентов, А. Н. Иванова, Т. Н. Хабарова и др.) относят песчано-глинистые отложения, лежащие под базальным конгломератом средней юры. Авторы настоящей работы считают эти отложения тоарскими.

tiana Ogb. (определения А. С. Сахарова, Л. В. Донской). Встречающиеся в разрезе двухстворчатые моллюски имеют плохую сохранность и представлены следующими видами: *Nuculana* cf. *subovalis* Goldf., *Meleagrinnella doneziana* (Boris s.), *Syncyclomena ivanovi* Pchel., *Posidonia buchi* Roem., *Astarte* aff. *pulla* Roem. и др. (определения А. Н. Ивановой, И. Г. Сазоновой, Л. В. Донской). Многочисленные микрофаунистические исследования, подтверждающие верхнебайосский возраст описываемых отложений, выполнены И. В. Долицкой, В. А. Шохиной, Т. Н. Хабаровой, А. И. Сарычевой, Е. А. Гофман, С. В. Дубровиной. Микрофауна встречается главным образом в верхней свите. По мнению А. И. Сарычевой и Т. Н. Хабаровой, данные указанных исследований позволяют выделить в разрезах скважин Калмыцкой АССР аналоги двух верхних макрофаунистических зон верхнего байоса Русской платформы: зоны *Garantiana garantiana* и зоны *Parkinsonia doneziana*. При этом А. И. Сарычева по сопоставлению с разрезами Волгоградского Поволжья считает вероятным наличие и третьей, самой нижней, зоны верхнего байоса.

Зона *Garantiana garantiana* палеонтологически доказана на Яшкульской и других площадях западной части вала Карпинского, где выявлены характерные для этой зоны виды. В образце из скв. 145 Яшкульской площади А. И. Сарычевой определены *Ammodiscus* aff. *irregularis* Ant., *Sublamarkella* aff. *terquemi* Ant.

Характерные для указанной зоны виды *Garantella floscula* Kartt.-Tchern., *Reinholdella* cf. *terquem.* Ant. обнаружены В. А. Шохиной (скв. 144 Яшкульской площади). Руководящий комплекс фораминифер зоны *Garantiana garantiana*, представленный видами *Lamarkella costifera* (Terq.), *L. macfadyeni* Dain, *Garantella rudia* Kartt. выявлен С. В. Дубровиной.

Аналоги зоны *Parkinsonia parkinsoni* выделяют Т. Н. Хабаровой на северном склоне вала Карпинского по положению в разрезе и по присутствию *Lenticulina caucasica* (Ant.), *L. ex gr. polymorpha* (Terq.), *Planularia instabilis* (Terq.), *Spirillina involuta* Ant. На Бузгинском блоке А. И. Сарычевой и С. В. Дубровиной были встречены *Ammodiscus subjurassicus* Sag., развитые, по мнению А. И. Сарычевой, ограниченно и приуроченные к низам указанной зоны. Этими исследователями в скв. 251 Таук-Унгурской площади определен комплекс фораминифер, характерный для верхней части зоны *Lenticulina volganica* Hab., *Lenticulina* aff. *antonovi* Hab.

Батский ярус

Батский ярус выделяется условно из-за нечеткой фаунистической характеристики. Сходство комплексов микрофауны байосских и батских отложений не позволяет с достаточной объективностью расчленять данные ярусы. В связи с этим в последнее время некоторые исследователи-палеонтологи (В. А. Шохина, А. И. Сарычева, и др.) не выделяют в разрезах скважин вала Карпинского отложений бата. Такого же мнения придерживается М. П. Кудрявцев для южного склона вала Карпинского. Из-за отсутствия руководящей фауны Э. Б. Мовшович и др. (1965) не расчленяют байос-батский глинистый комплекс.

В качестве палеонтологического обоснования для выделения бата можно рассматривать тот факт, что И. Г. Сазонова обнаружила отпечаток *Parkinsonia* cf. *ferruginea* Orpel, указывающий на батский возраст вмещающих отложений. Этот отпечаток приурочен к темно-серым песчанистым глинам, залегающим в скв. 5 Каспийской площади (интервал 2057—2062 м). В разрезе этой же скважины в образце из

последующего подъема керн (интервал 2062—2067 м) А. Н. Ивановой обнаружена форма *Parkinsonia parkinsoni* Sow.

Рабочий коллоквиум по юрским отложениям (Москва, 1964 г.) на основании указанных палеонтологических находок отнес к батскому ярусу пачку серых и темно-серых с буроватым оттенком аргиллитоподобных глин, с прослоем песчано-алевритовых пород в основании. Мощность этих отложений составляет 40—60 м (интервал 2011—2062 м) в скв. 5 Каспийской площади.

В разрезах других площадей батский ярус может быть выделен только по сопоставлению электрокаротажных диаграмм и нуждается в палеонтологическом обосновании.

Верхний отдел

Келловейский ярус

Отложения келловейского яруса развиты в пределах вала Карпинского повсеместно. Они известны на Каспийской площади, Бузгинской, Гашунской, Харталгинской, Эджинской, Сайгачьей, Ермолинской, Восточно-Камышанской и Таук-Унградской площадях, а также условно выделяются в разрезах Джанайской и Артезианской опорных скважин. На большей части территории вала породы келловея уничтожены преднеокомским размывом.

Келловей залегает с размывом на средней юре и также несогласно перекрывается оксфордскими или нижнемеловыми образованиями. Литологически келловейский ярус представлен глинистыми и песчаными отложениями мощностью до 40 м. Глины темно- и буровато-серые, аргиллитоподобные и алевритистые, в некоторых прослоях известковистые, содержащие иногда обуглившиеся растительные остатки. Песчаники серые с зеленоватым оттенком, крепкие, глинистые. В разрезах скважин Каспийской площади присутствуют прослои мергелей и доломитов.

В дополнение к ранее известным палеонтологическим материалам, полученным при изучении разреза Промысловской площади и характеризующим келловейский ярус (Эвентов и др., 1961), в последнее время получены новые данные. Так, в образцах из скв. 5 Эджинской площади С. В. Дубровиной и Т. Н. Хабаровой обнаружен верхнекелловейский комплекс фораминифер: *Brotzenia mosquensis* (Mjatl.), *Epistomina elschanskaensis* (Mjatl.), *Lenticulina tumida* Mjatl. Здесь же встречены остракоды *Prothocythere catephracta* Mandelst. И. Н. Соколова выявила в этой же скважине на глубине 1808 м верхнеюрский комплекс спор и пыльцы с преобладанием (до 80%) пыльцы *Classopolis* sp.

Стратиграфия верхнеюрских отложений южных площадей вала Карпинского содержит некоторые спорные положения, касающиеся объема и границ отдельных стратиграфических подразделений.

Новые фаунистические данные, полученные по разрезам южного склона, позволяют уточнить объем келловейского яруса. В скв. 20 Ермолинской площади в интервале 2247—2251 м М. П. Кудрявцевым обнаружен аммонит *Keplerites* (*Cosmoceras*) *enodatum* Nikit., а в разрезе скважины 3-бис Восточно-Камышанской площади (интервал 2272—2278 м) этим же исследователем определен аммонит *Perisphinctes excavatum* Trautsch. Обе находки характеризуют средний подъярус келловейского яруса.

Сопоставление электрокаротажных диаграмм скважин, где обнаружены названные аммониты, с диаграммами скважин Каспийской пло-

щадя показывает, что к келловейскому ярусу должны быть отнесены отложения из скв. 3 Каспийской площади (интервал 1830—1862 м), содержащие нехарактерную фауну и условно рассматриваемые ранее А. Н. Ивановой и Т. Н. Хабаровой как оксфордские. В этой же скважине и в этом же интервале А. Н. Иванова обнаружила *Chlamys* (*Aequipecten*) cf. *fibrosa* Sow. и *Cosmoceras* sp. indet.

Оксфордский ярус

Отложения оксфорда прослеживаются почти сплошной полосой на северном склоне вала Карпинского от Полдневского поднятия на востоке до пос. Яшкуль на западе. Западнее оксфордский ярус, по-видимому, отсутствует в разрезе. Литологически оксфорд повсеместно представлен известняками и глинами. Последние преобладают в верхней части яруса. Известняки серые, крепкие, органогенно-обломочные и оолитовые. Глины темно-серые, в некоторых прослоях карбонатные.

Палеонтологически охарактеризованные отложения, представленные керном наиболее полно, вскрыты картировочной скважиной северо-восточнее пос. Яшкуль. Здесь в разрезе оксфорда выделяются три литологические пачки. Нижняя (интервал 920—896 м) сложена органогенно-обломочными псевдооолитовыми известняками, состоящими из обломков раковин фораминифер, а также из мшанок и иглокожих. Известняки переполнены гидрожелезистыми псевдооолитами, состоящими из охристого гидротетита с кварцевым ядром. Средняя пачка (интервал 896—878 м) представлена серыми массивными кристаллическизернистыми известняками, с прослоями песчаников и сидеритов. В средней части данной пачки присутствуют псевдооолитовые разности известняков. Верхняя пачка (интервал 878—869 м) сложена серыми глинами с двухметровым прослоем крепкой глинисто-сидеритовой опесчаненной породы массивного сложения, буровато-вишневого цвета, с галькой кремня и кварца. Этот прослой приурочен к основанию пачки. Литологически четкая нижняя граница описанного разреза оксфордского яруса устанавливается по контакту известняков оксфорда с келловейскими песчаниками. Верхняя граница проводится на глубине 869 м по подошве базального конгломерата.

В описанной скважине на глубине 914 м обнаружен аммонит *Perisphinctes* sp. (определения А. С. Сахарова и Л. В. Донской). Кроме того, Т. Н. Хабаровой и С. В. Дубровиной в интервалах 870—878, 878—896 и 896—906 м выявлены комплексы фораминифер с характерными для оксфорда видами *Lenticulina uhligi* (Wisn.), *L. ex gr. russiensis* (Mjatl.), *L. tumida* (Mjatl.), *L. posttumida* Dain, *Spirillina kübleri* Mjatl.

Сходный с описанным преимущественно карбонатный разрез оксфорда вскрыт южнее пос. Яшкуль, скв. 52, интервал 645—591 м, где в основании лежат неравномерно алевритистые глины; выше — серые и темно-серые доломиты, глинистые, с прослоями глинистых алевролитов и песчаников; в верхней части — светло-серые органогенно-обломочные известняки с прослоями зеленовато-серых глин. В этих отложениях (интервал 600—607 м) Г. Т. Пчелинцевой определены келловей-оксфордские *Comptonectes* cf. *lens* Sow., *Aequipecten* aff. *vagans* Sow., *Entolium* sp. indet, а И. В. Долицкой — келловейская микрофауна. Такая палеонтологическая характеристика давала возможность исследователям неоднозначно стратифицировать приведенный разрез и принимать его карбонатную часть за келловейский ярус (Е. Н. Нечитайло) или считать ее более молодой (Долицкий, Долицкая, Мовшович, 1961). Я. С. Эвентов в 1962 г. отнес большую часть этих отложений

к оксфорду (интервал 600—645 м), выделив верхние 8 м (интервал 591—600 м) в кимериджский ярус.

Хорошая сопоставимость электрокаротажных диаграмм двух описанных разрезов скважин, находящихся в сходных структурных условиях, позволяет довольно уверенно выделять отложения оксфордского яруса в интервале 591—672 м скв. 52.

Общая палеонтологическая характеристика отложений оксфордского яруса вала Карпинского является довольно четкой, но недостаточной для расчленения яруса. Богатые комплексы, микрофауны, собственные отложения оксфорда Восточно-Европейской платформы, определены Т. Н. Хабаровой в образцах из скв. 3 Полдневской площади (интервал 1324—1339 м), скв. 5 Ново-Георгиевской площади (интервал 1432—1448 м) и скв. 3 Эджинской площади (интервал 1784—1792 м). В этих скважинах, кроме перечисленных выше видов, присутствуют *Spirophthalmidium birmenstorphenensis* (Kübl. et Zw.), *Lenticulina* ex gr. *primaformis* Mjatl. и др.

Наличие оксфордских отложений (выделенных условно В. А. Кутузовой и М. В. Бузиновой) в разрезе Артезианской опорной скважины признается всеми исследователями, но отсутствие характерной фауны вызывает затруднения в стратификации данного разреза. Я. С. Эвентов в 1962 г. отнес к оксфорду карбонатную толщу пород (интервал 2873—2950 м), а подстилающую пачку песчаников (интервал 2976—2950 м) признал келловейской. Литологически оксфордские отложения представлены здесь в основании мергелями, доломитовыми зеленовато-голубовато-серыми, с многочисленными спикулами губок. Выше залегают доломиты песчаниковидные, кальцитизированные, неравномернозернистые, светло- и желтовато-серые, иногда со спикулами губок. В кровле располагается пачка известняков, преимущественно органогенно-обломочных и оолитовых.

Породы, относившиеся ранее условно к оксфордскому ярусу на Каспийском поднятии, следует рассматривать, вероятно, как келловей-оксфордские или как келловейские образования. Последняя точка зрения изложена выше при описании келловейского яруса.

Мощность отложений оксфордского яруса изменяется в зависимости от глубины размыва от 22 м на Эджинской площади до 76 м на Полдневской и до 95 м в Артезианской опорной скважине.

Волжский ярус (?)

Верхнеюрские образования моложе оксфордских выделяются в пределах вала Карпинского условно и часто неоднозначно.

Новые данные, позволяющие выделить волжский ярус, получены в результате бурения скважин в северной части вала. Северо-восточнее пос. Яшкуль между фаунистически охарактеризованными оксфордским и барремским ярусами вскрыты отложения, литологически отличающиеся от пород нижнего мела. Здесь (скв. 2 Харталгинской площади, интервал 869—845 м) на палеонтологически датированных породах оксфорда лежит двухметровый пласт конгломерата, состоящего из обломков различных пород псаммитовой, гравийной и более крупной размерности. Выше залегают светло-серые полимиктовые разно- и среднезернистые крепкие песчаники мощностью 17 м с кальцитовым цементом пойкилитового типа. В верхней части (интервал 852—855 м) расположен прослой пестроцветных мергелей (зеленовато-серых и лилово-бурых). В кровле описанного разреза на границе с базальным конгломератом нижнемеловых отложений наблюдаются пестроцветные глины.

В 60 км юго-восточнее пос. Яшкуль верхняя часть волжского яруса (охарактеризованная керном) сложена алевро-песчаными породами с прослоями аргиллитоподобных пестрокрашенных глин. Последние, по определению А. И. Сарычевой, содержат верхнеюрские ostracodes *Glomospira* cf. *charoides* Park. et Jones., *Pontocyprrella* cf. *izumida* Lub. (скв. 222 Гашунской площади, интервал 660—667 м).

В восточном направлении волжский ярус, видимо, выклинивается: разрезы Цубукско-Олейниковских скважин этих отложений не содержат. Полное исчезновение волжских образований к юго-востоку свидетельствует, очевидно, о том, что зона их отложения ограничивалась разрывным субмеридиональным нарушением, разделяющим Промысловский и Бузгинский блоки.

В западной части вала эти отложения вскрыты на Белоглинской площади. Представлены они в основании серыми, коричневыми и зеленоватыми кварц-полевошпатовыми алевролитами с кварцевой галькой и растительным детритом. Выше залегают серые, иногда пестроцветные глины, переходящие в кровле в кирпично-красные и серые каолинизированные глины с отпечатками флоры. Эти породы отнесены к волжскому ярусу, по аналогии с другими разрезами и по наличию спорово-пыльцевого комплекса с *Leiotriletes*, *Coniopteris*, *Gleichenia*, *Schizaeaceae* (определения И. Н. Соколовой).

Мощность отложений волжского яруса изменяется от 40 м на Белоглинской площади до 22—30 м в районе пос. Яшкуль. По направлению от этого района на юго-восток мощность данного яруса сначала быстро возрастает до 100 м, а затем уменьшается до нуля на Цубукской площади.

Трансгрессии и регрессии

В начале раннеюрской эпохи на рассматриваемой территории сохранились регрессивные условия, унаследованные от рэтского времени, в течение которого шло формирование континентальных образований, нивелировавших древний рельеф. В обстановке преобладающего континентального режима кратковременные опускания суши обуславливали проникновение морского бассейна. Об этом свидетельствует присутствие среди континентальных, пестроцветных образований восточного Ставрополя пород морского происхождения с фауной синемюрского и геттангского времени.

Трансгрессия моря, распространившаяся в тоарское, а возможно, и геттангское время с юга, связана с постепенным и неравномерным погружением территории вала Карпинского. Опускание значительной амплитуды происходило в восточных районах Калмыкии, где существовал довольно узкий прогнутый участок (с мощностями нижней юры, достигающими 520 м). В меньшей степени прогибался район Ики-Буркульской площади, где мощности нижнеюрских образований не превышают 200 м.

В ааленском веке море сохранилось только в пределах вала Карпинского. Здесь существовал мелководный бассейн, дно которого испытывало неравномерное опускание. Мелководные и прибрежно-морские, преимущественно песчаные, образования ааленского яруса формировались вблизи источников сноса и при интенсивном разрушении последних, о чем свидетельствуют грубозернистые песчаники и гравелиты.

Физико-географические условия ааленского времени сохранились, по-видимому, и в начале байосского века (рис. 41). Крупные изменения произошли в позднебайосское время, когда распространившаяся

с юга трансгрессия достигла максимума и захватила Восточно-Европейскую платформу. Немногочисленные пелециподы и более разнообразные фораминиферы с преобладанием известковистых раковин указывают на существование в байосе мелководного теплого моря с нормальной соленостью.

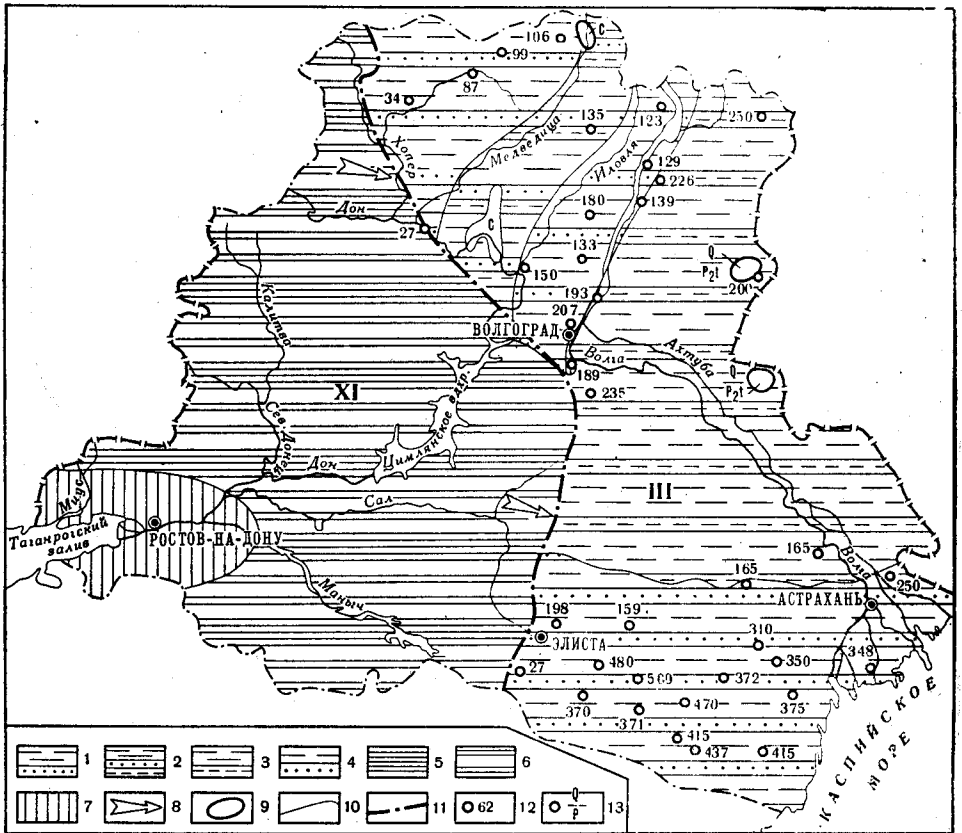


Рис. 41. Литолого-палеогеографическая карта байосского века (составили В. Б. Иванническая и А. И. Сарычева)

Литологические комплексы: 1 — глины, пески с редкими прослоями песчаников, алевролитов, 2 — глины, пески, песчаники, алевролиты, 3 — глины, алевролиты с прослоями песчаников и песков, 4 — глины, песчаники с прослоями алевролитов; породы областей сноса; 5 — осадочные обломочные, 6 — осадочные карбонатные, 7 — кислые изверженные и метаморфические; 8 — главное направление сноса обломочного материала; 9 — неогеновых и четвертичных разрывов, 10 — литологических комплексов, 11 — палеогеографических областей; 12 — разрез по скважине, фактическая мощность отложений (м); 13 — отсутствие отложений байосского яруса с выходом более древних отложений или наложением молодых на более древние. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, нагорья

По данным Т. Н. Хабаровой и А. И. Сарычевой, комплекс фораминифер указывает на связь морских бассейнов Северо-Западного Прикаспия, Северного Кавказа и Днепровско-Донецкой впадины. При этом фауна Астраханского Поволжья и Калмыкии занимает промежуточное, обособленное, положение и обнаруживает большую общность с кавказской фауной. Мнение о том, что в поздней байосское время (соответствующее зоне *Parkinsonia doneziana*) Днепровско-Донецкий залив сообщался с Северным Прикаспием и Поволжьем, было высказано также О. Д. Билык и другими в 1960 г.

Морские условия сохранялись и в батском веке. Преимущественно глинистые осадки отлагались в Прикаспийской синеклизе, в северо-восточной части Воронежской антеклизы, а также на юге рассматриваемой территории, где выявлены батские аммониты.

Начавшаяся на Восточно-Европейской платформе позднебатская регрессия привела к кратковременному и, по-видимому, неполному осушению рассматриваемой территории. Так, в наиболее изученной северной правобережной части Волгоградской области батские отложения согласно перекрываются келловейскими, в то время как в зоне солянокупольной тектоники отмечается несогласное залегание среднекелловейских образований на породах батского яруса.

Трансгрессия верхнеюрского бассейна (рис. 42) распространялась, по-видимому, с севера и северо-востока, о чем свидетельствует характер комплексов фораминифер и остракод. Верхнеюрское море рассматриваемой территории было частью общего бассейна Восточно-Европейской платформы, соединявшегося с Арктическим бассейном. О южных границах келловейского моря позволяют судить отложения, сохранившиеся на сравнительно ограниченной площади вала Карпинского, что вызвано не только их последующим размывом, но, вероятно, и неполным вовлечением площади вала Карпинского в верхнеюрское опускание. Отсутствие верхней юры на южных площадях Бузгинского блока (Меклетинская, Ачинерская и Ики-Бурульская структуры) указывает, по-видимому, на предкелловейские восходящие движения. Анализ фактического материала по скважинам Цубукско-Промысловских поднятий позволил установить, что первоначально накопившиеся келловейские отложения впоследствии подверглись размыву.

Перерывы в осадконакоплении, приуроченные к границе нижнего и среднего келловея, установлены в пределах Прикаспийской синеклизы. Оксфордскому веку, отмеченному широкой трансгрессией моря, предшествовало осушение территории, о чем свидетельствуют перерывы в разрезах правобережья Волги. Морской режим, отличный от предшествующих эпох, отразился на формировании преимущественно карбонатных отложений с мощностями до 100 м. Близость состава микроорганизмов келловея и оксфорда отражает сходные условия обитания фауны и указывает на единство морского бассейна Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления. Общее осушение суши в конце оксфордского века, сопровождавшееся перерывами в осадконакоплении, сменилось в позднекемериджское время морским режимом в Прикаспийской синеклизе, где этот режим сохранился до конца верхнеюрской эпохи. На всей остальной территории в послеоксфордское время установились континентальные условия. В юго-западной части Прикаспийской синеклизы и на северном крыле Бузгинского блока условно с волжским веком связывается формирование песчано-глинистых, иногда пестроцветных отложений, содержащих верхнеюрские остракоды. Последние свидетельствуют, по-видимому, о сохранении водного режима в изолированных замкнутых водоемах.

Терригенный комплекс юрских отложений рассматриваемой территории является генетически единым с нефтеносными одновозрастными образованиями Восточного Предкавказья. Месторождения юрской нефти, открытые на Каспийской и Бешкульской площадях, промышленная газоносность среднеюрских отложений Коробковского поднятия, а также многочисленные нефтегазопрооявления позволяют рассматривать юрские отложения описываемой территории как перспективные в отношении нефтегазоносности. Однако геологическая изученность данных отложений недостаточна. В дальнейшем изучении нуждается

нижняя граница системы, расчленение нижнеюрских отложений, объем ааленского яруса и палеонтологическое обоснование батского яруса. Для рассматриваемой территории, главным образом вала Карпинского, где наиболее вероятно открытие нефтяных и газовых залежей в юрских

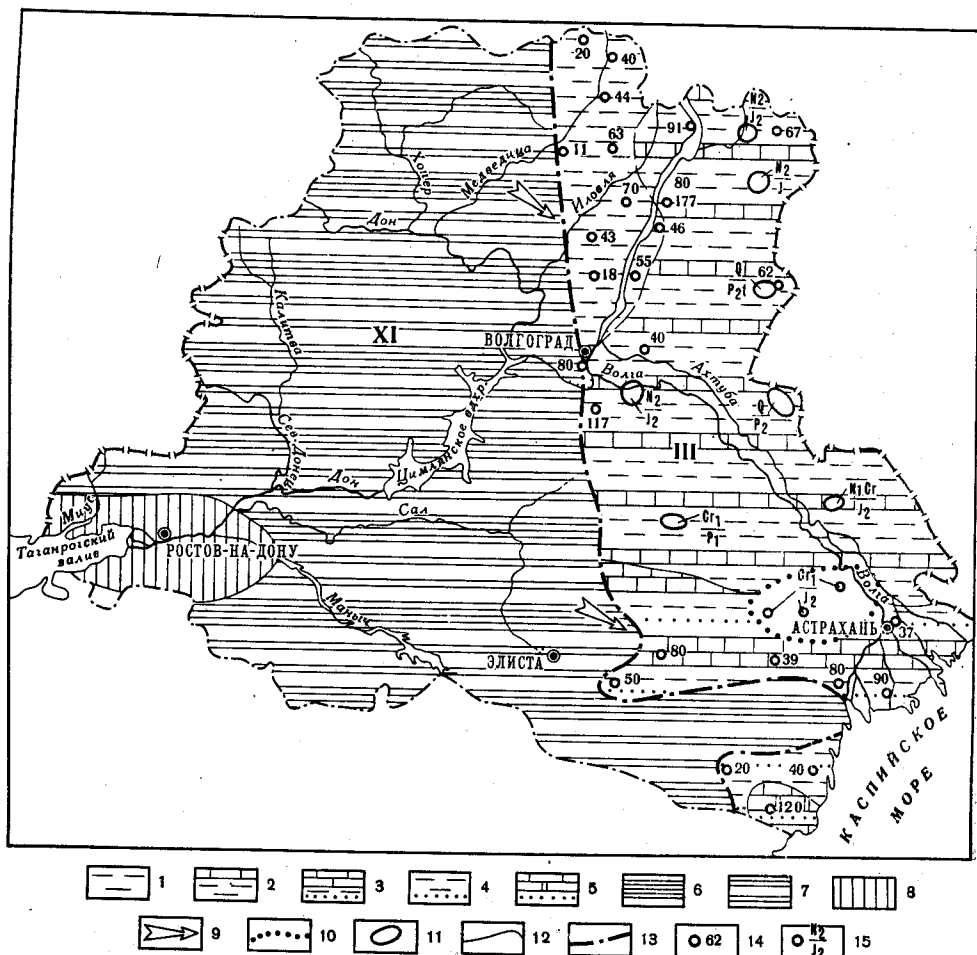


Рис. 42. Литолого-палеогеографическая карта келловейского и оксфордского веков (составили В. Б. Иваницкая и А. И. Сарычева)

Литологические комплексы: 1 — глины, 2 — глины, с прослоями мергелей, известняки, 3 — известняки, глины, песчаники, 4 — глины и песчаники; 5 — известняки, доломиты, известняки, песчаники; породы области сноса: 6 — осадочные обломочные, 7 — осадочные карбонатные, 8 — кислые изверженные и метаморфические; 9 — главное направление сноса обломочного материала; границы: 10 — древних размывов, 11 — неогеновых и четвертичных размывов, 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — разрез по скважине, фактическая мощность отложений (M); 15 — отсутствие отложений келловейского и оксфордского возраста с наложением молодых на более древние. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

отложениях, необходимо выявлять закономерности изменения литологического состава в зависимости от тектонического строения и устанавливать минералогические провинции. В дальнейшем специальном изучении нуждаются коллекторы и покрывки в юрской толще.

Разработка детальной стратиграфической схемы юрских отложений потребует комплексного исследования макро- и микрофауны, поскольку они отражают сложные соотношения фаун Восточно-Европейской плат-

формы с ассоциациями кавказской фауны. Необходимо продолжить монографическую обработку фораминифер и приступить к такой обработке макрфауны и спорово-пыльцевых комплексов. Совокупность всех методов совместно с данными о физических свойствах пород и тектоническом строении даст возможность правильно прогнозировать направление геологоразведочных работ на нефть и газ в юрских отложениях описываемой территории.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения на описываемой территории распространены довольно широко. На дневную поверхность породы нижнего мела выходят в области междуречья Медведицы и Волги, на правобережье Дона близ станицы Сиротинской (в районе Донской Луки) и в Заповжье близ оз. Эльтон (см. Геологическую карту).

Естественные разрезы нижнего мела изучали И. Ф. Синцов (1885), А. Д. Архангельский (1906); А. Д. Архангельский и С. А. Добров; А. Н. Семихатова; А. Н. Мазарович (1926). Но особенно большие успехи в изучении нижнемеловых отложений достигнуты после Великой Отечественной войны в связи с проведением в большом объеме среднemasштабных геологических исследований, а также буровых работ, направленных на поиски нефти и газа.

Следует отметить труды Г. Ф. Лунгерсгаузена (1956), Г. Г. Пославской (1958, 1961), А. И. Сарычевой, А. В. Смирнова по Волгоградскому Поволжью, Я. С. Эвентова (1956а, 1958), Я. С. Эвентова и др. (1952, 1958, 1961), М. П. Кудрявцева, Т. А. Мордвилко (1962), И. Г. Сагоновой (1957, 1958), Э. Б. Мовшовича и Ю. Ф. Мерзленко (1961), Э. Б. Мовшовича (1963), Э. Б. Мовшовича и др. (1965), С. Н. Колтыпина (1961), И. А. Конюхова (1957), А. Е. Соломатина (1960) и других по Прикаспийской синеклизе, валу Карпинского и предкавказской части Скифской плиты.

В результате всех этих исследований обоснован в той или иной степени возраст отложений, установлена площадь распространения каждого яруса, выявлены закономерности изменения литологического состава и мощностей, изучена палеогеография раннемеловой эпохи.

Нижнемеловые отложения в западных районах рассматриваемой территории (бассейны рек Хопра и Дона) подстилаются докембрийскими, верхнедевонскими, каменноугольными, триасовыми, байосскими и батскими породами, а в восточных (левобережье Волги) — нижне- и верхнедевонскими образованиями. Полнота разрезов в разных пластах неодинакова. Отложения валанжинского яруса нигде не выявлены и, по-видимому, повсюду отсутствуют. Площадь распространения осадков, а также полнота разрезов готеривского, барремского, аптского и альбского ярусов различны (табл. 33). Объем готерива и баррема принят в соответствии с «Решением Межведомственного стратиграфического комитета СССР» (1962). В готериве и барреме Доно-Медведицкого вала по аммонитам выделены соответственно зона *Speetonicerias versicolor* и зона *Simbirskites decheni*, *Craspedoclisus discofalkatus*. В решении МСК эти зоны не сопоставляются с соответствующими зонами альпийской провинции (табл. 34, Воронежская антеклиза).

Существуют различные точки зрения в отношении возраста зоны *Speetonicerias versicolor*. Е. С. Чернова и В. В. Друшиц рассматривают ее как аналог альпийской зоны *Crioceratites duvali*, которая решением МСК отнесена к верхней части нижнего готерива. В этом случае при-

ходится допустить наличие в Поволжье нижнего готерива. Однако А. Е. Глазунова и другие геологи относят эту зону к верхнему готериву, полагая, таким образом, что нижний готерив в Поволжье не установлен.

Нет единства и в вопросе о границе баррема и апта. В унифицированной схеме 1962 г. она проводится в основании зоны *Matheronites gidzewskii*, которая прослеживается, в частности, на территории Волгоградской области. В. В. Друщиз в 1963 г. высказал мысль о принадлежности данной зоны к баррему и предложил проводить нижнюю границу апта в основании вышележащей зоны *Deshayesites deshayesi*. Однако данная точка зрения не является общепринятой. Поэтому данное описание согласуется с унифицированной схемой 1962 г.

Хотя нижний и верхний альб не обоснованы фауной на большей части рассматриваемой территории, присутствие пород этого возраста не исключено. Границы между аптом, альбом и сеноманом в большинстве случаев неясны в связи с постепенным переходом одних отложений в другие. Альб, вероятно, присутствует в объеме всех трех подъярусов. Однако в пределах правобережья Волги на контакте с сеноманом залегает фосфоритовый горизонт, содержащий среднеальбские аммониты. Размыв верхнего альба отмечается и на многих площадях вала Карпинского. Далее производится порайонное описание нижнемеловых отложений.

Воронежская антеклиза

В пределах Воронежской антеклизы отложения нижнего мела получили довольно широкое развитие. Здесь прослеживаются готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы.

Готеривский ярус

В бассейне Хопра на левом склоне долины р. Кардаила (правого притока р. Бузулука) скважинами вскрыты светло- и темно-серые глины мощностью 28 м с прослоями зеленовато-серых и темно-серых глауконито-кварцевых песков мощностью 2,5—3,5 м и тонкими пропластками темно-серых песчаников. В глинах А. И. Сарычевой обнаружены редкие фораминиферы *Haplophragmoides* cf. *infracretacea* Mjatl., а В. А. Бегучевым описан довольно богатый спорово-пыльцевой комплекс: *Coniopteris notabilis* (Naum.) Bolch. (1,5%), *Mohria striata* (Naum) Bolch. (0,5%), *Lygodium subsimplex* (Naum) Bolch. (2%), *Gleichenia delicata* Bolch. (3,5%), *Leotriletes typicus* Naum. (0,5%), *L. selectiformis* Bolch. (0,5%), *Chomotriletes reduncus* Bolch. (0,5%), *Stenozotriletes mirus* Naum. (2%), *Hymenozotriletes utriger* Bolch. (2,5%), *Pagiophyllum* (2,5%).

На правобережье р. Медведицы к северу от г. Михайловки, и в нижнем течении р. Бурлука на размытой поверхности пород байоса и бата в основании нижнемелового разреза прослеживаются гальки фосфорита. Выше следуют зеленовато-серые и серые алевритистые глины, мощностью до 16 м. В керне скв. 806 Терсинской площади (рис. 43) А. И. Сарычевой обнаружены фораминиферы: *Ammobaculites volskiensis* Dain, *Verneulinoides neocomiensis* Mjatl., *Globulina praelacrina* Mjatl. и др. В разрезах многих других скважин готерив не выделяется в связи с отсутствием керна или фауны, и нижняя часть нижнемелового разреза описывается как неоком или готерив-баррем.

В пределах Доно-Медведицкого вала отложения готерива выходят на поверхность по правому склону долины р. Медведицы, в верхнем

Схема стратиграфии нижнемеловых отложений

| Унифицированная схема Русской платформы | | | | | Воронежская антеклиз | Прикаспийская синеклиз | Ростовский свод | Вал Карпинского | Предкавказская часть Скифской плиты | Северный Кавказ (по М. П. Кудрявцеву и В. В. Друщиз) | |
|---|--------|--------------|----------|--------|----------------------|---------------------------------|--|--|--|--|-------------------|
| Система | Отдел | Ярус | Подъярус | Индекс | | | | | | | |
| Меловая | Нижний | Альбский | Верхний | | Cr_1a_3 | Альбский ярус нерасчлененный | Средний и верхний подъярусы нерасчлененные | Средний и верхний подъярусы нерасчлененные | Средний и верхний подъярусы нерасчлененные | Средний и верхний подъярусы нерасчлененные | Верхний подъярус |
| | | | Средний | | Cr_1a_2 | | | | | | Средний подъярус |
| | | | Нижний | | Cr_1a_1 | | Нижний подъярус | Нижний подъярус | Нижний подъярус | Нижний подъярус | Нижний подъярус |
| | | Аптский | Верхний | | Cr_1ap_2 | Аптский ярус нерасчлененный | Верхний подъярус | Отсутствует | Верхний подъярус | Отсутствует | Верхний подъярус |
| | | | Нижний | | Cr_1ap_1 | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус |
| | | Барремский | Верхний | | Cr_1b_2 | Барремский ярус нерасчлененный | Отсутствует | Отсутствует | Отсутствует | Отсутствует | Верхний подъярус |
| | | | Нижний | | Cr_1b_1 | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус |
| | | Готеривский | Верхний | | Cr_1h_2 | Готеривский ярус нерасчлененный | Готеривский ярус нерасчлененный | Отсутствует | Отсутствует | Отсутствует | Верхний подъярус |
| | | | Нижний | | Cr_1h_1 | | | | | | Нижний подъярус |
| | | Валанжинский | Верхний | | Cr_1v_3 | Отсутствует | Отсутствует | Отсутствует | Отсутствует | Отсутствует | Валанжинский ярус |
| | | | Средний | | Cr_1v_2 | | | | | | |
| | | | Нижний | | Cr_1v_1 | | | | | | |

Схема сопоставления стратиграфических зон нижнемеловых отложений

| Унифицированная схема Русской платформы | | | | | | Воронежская антеклиз | Прикаспийская синеклиз | Ростовский свод | Вал Карпинского | Предкавказская часть Скифской плиты | Зоны Северного Кавказа (по М. П. Кудряцеву и В. В. Друщиз) |
|---|-------|----------|----------|---------------------------------|---|---|---|---|---|-------------------------------------|--|
| Система | Отдел | Ярус | Полъярус | Индекс | Зоны | | | | | | |
| вая ний | | Альбский | Верхний | Cr ₁ a ₃ | <i>Pervinquieria inflata</i> | — | — | — | | — | <i>Pervinquieria inflata</i> <i>Hysterocheras orbigny</i> |
| | | | Средний | Cr ₁ a ₂ | <i>Hoplites dentatus</i> | — | — | — | <i>Hoplites dentatus</i> | — | <i>Hoplites dentatus</i> <i>Douvillecheras mammi-</i> <i>latum</i> |
| | | | Нижний | Cr ₁ a ₁ | <i>Leymeriella tardefurcata</i> <i>Hypacanthoplites jacobi</i> | — | — | — | <i>Leymeriella tardefurcata</i> <i>Hypacanthoplites jacobi</i> | — | <i>Leymeriella tardefurcata</i> <i>Hypacanthoplites tscharlokensis</i> <i>Acanthoplites nolani</i> |
| | | Аптский | Верхний | Cr ₁ a _{p2} | <i>Parahoplites melchioris</i> <i>Chelonicerias tschernyschewi</i> | — | — | — | <i>Chelonicerias tschernyschewi</i> | — | <i>Parahoplites melchioris</i> <i>Chelonicerias subnodocostatum</i> |
| | | | Нижний | Cr ₁ a _{p1} | <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>D. dechyi</i> <i>Deshayesites weissi</i> <i>Matheronites ridzewskiy</i> | <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>D. dechyi</i> <i>Deshayesites weissi</i> , <i>Matheronites ridzewskiy</i> | <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>D. dechyi</i> <i>Deshayesites weissi</i> , <i>Matheronites ridzewskiy</i> | <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>D. dechyi</i> <i>Deshayesites weissi</i> , <i>Matheronites ridzewskiy</i> | <i>Deshayesites deshayesi</i> , <i>D. dechyi</i> <i>Deshayesites weissi</i> <i>Matheronites ridzewskiy</i> | — | <i>Dufrenoya furcata</i> <i>Deshayesites dechyi</i> <i>Matheronites ridzewskiy</i> |
| | | | | | | | | | | | |

| Мело | | Ниж | | | | | | | |
|-----------------|---------|--------------------------------|--|---|---|--|--|--|--|
| Барремский | Верхний | Cr ₁ b ₂ | <i>Oxyteuthis jasykowi</i> | | | | | | |
| | Нижний | Cr ₁ b ₁ | <i>Simbirskites decheni</i> <i>Craspedodiscus disco-</i> <i>falcatus</i> | <i>Simbirskites</i> <i>decheni, Craspedo-</i> <i>discus discofalca-</i> <i>tus</i> | | | | | |
| Готеривский | Верхний | Cr ₁ h ₂ | <i>Speetoniceras versico-</i> <i>lor</i> | <i>Speetoniceras</i> <i>versicolor</i> | <i>Speetoniceras</i> <i>versicolor</i> | | | | |
| | Нижний | Cr ₁ h ₁ | <i>Leopoldia biassalensis</i> | | | | | <i>Leopoldia leopoldi</i> <i>Acanthodiscus radiatus</i> | |
| Валажгинский | Верхний | Cr ₁ v ₃ | | | | | | | |
| | Средний | Cr ₁ v ₂ | | | | | | | |
| | Нижний | Cr ₁ v ₁ | | | | | | | |
| Отложения отсут | | | | | | | | | |

Примечание. Прочерк в таблице означает, что данная зона (см. Унифицированную схему Русской платформы) не может быть выделена в связи с отсутствием руководящей фауны.

течении ее левых притоков — рек Карамыша, Добринки, Бурлука, а также по правым притокам р. Иловли — рекам Грязнухе, Мокрой Ольховке, Большой Казанке и Малой Казанке.

Нижняя граница описываемой толщи очень легко фиксируется по смене юрских глин песками и песчаниками. На электрокаротажных

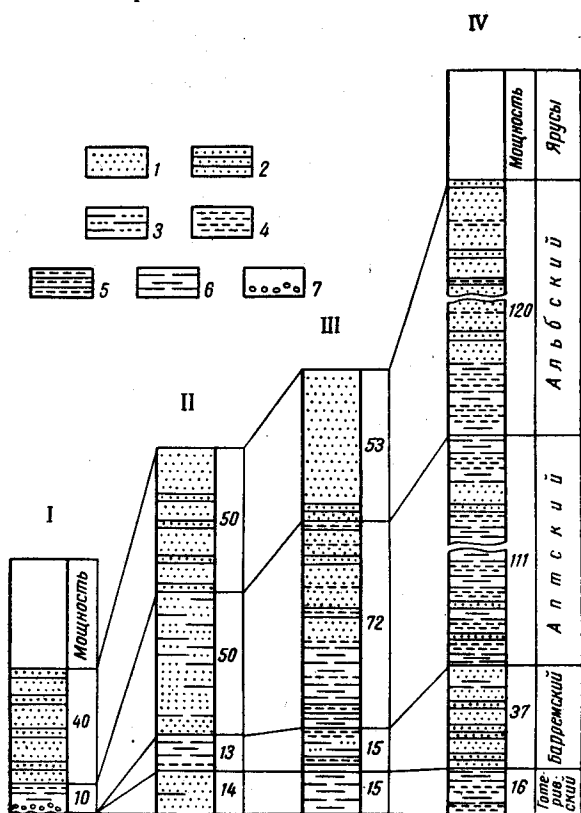


Рис. 43. Схема сопоставления разрезов нижнемеловых отложений по линии, соединяющей правобережья рек Чира в районе с. Суrowкино и Медведицы в районе пос. Красный Яр (составила Г. Г. Пославская)

Разрезы: I — правобережье р. Чира в районе с. Суrowкино, скв. 19; II — правобережье р. Дона в районе станции Трехостровской, скв. 12; правобережье р. Медведицы: III — в районе станции Березовской, скв. 669; IV — в районе пос. Красный Яр

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глинистые пески и песчаные глины; 4 — алевроиты; 5 — алевролиты; 6 — глины; 7 — базальные конгломераты

песчаных фосфоритов и песчаников, а также остатки древесины. А. Н. Семихатов, А. Н. Мазарович (1926), Г. Ф. Лунгерсгаузен (1956) и другие исследователи обнаружили в нескольких пунктах аммониты: *Speetonicerias versicolor* (Tr.), *Sp. inversus* (M. Pavl.), *Sp. aff. inverselobatum* (Neum. et Uhl.), приуроченные к нижней части ржавобурых песков и песчаников, а Г. Г. Пославской (1958) в этих же отложениях найдены разнообразные двустворчатые моллюски: *Cyprina bernensis* Leym., var. *lata* Mordvilko non msc., *Dosinimieria vendoperana* (Leym.), *D. dupiniana* (Orb.), *Goniomya caudata* Ag., *Panopeae neocomiensis* (Leym.), *Camptonectes striatopunctatus* (Roem.), *Syncyclonema orbicularis* Sow. var. *lohmanni* Wol., *Alectryonia rectan-*

На электрокаротажных диаграммах эта граница проводится по резкому возрастанию значений КС и падению ПС. Данный контакт служит очень хорошим маркирующим горизонтом и электрокаротажным репером.

Разрез готерива начинается песками, содержащими желваки и гальку фосфоритов, иногда сцементированными в конгломерат. На фосфоритовом слое (а там, где его нет, непосредственно на неровной поверхности келловейских, реже оксфордских, глин) часто располагаются серые, желтовато-серые или зеленовато-серые мелко- и среднезернистые пески с тонкими прослоями глин, реже с линзами песчаников. Мощность песков колеблется от 0 до 12 м. В них очень редко встречается аммонит *Speetonicerias versicolor* (Tr.) хорошей сохранности.

На указанных отложениях, а также непосредственно на фосфоритовом слое или юрских глинах залегают ржаво-бурые железистые разнозернистые (до крупно- и грубозернистых), косослоистые пески с линзами песчаников и конгломератов, причем последние содержат окатанные гальки

gularis (R o e m.), *Modiola pulcheria* (R o e m.) и др. Вся эта фация характеризует зону *Spreetoniures versicolor*, мощность которой составляет здесь 6—18 м. Выше встречаются *Simbirskites decheni* (L a h.), *Craspedodiscus discofalcatus* (L a h.), *Cr. cf. narzanensis* Renng. (in coll), *Lyma royeriana* O r b., *Inoceramus aucella* T r., *Camptonectes cinctus* (S o w.) и другие формы из зоны *Simbirskites decheni* и *Craspedodiscus discofalcatus*, мощность которой достигает здесь 7—8 м.

Общая мощность готерива в верхнем течении р. Бурлука составляет 18—38 м.

В верховьях р. Мокрой Ольховки, по материалам бурения, в песках и песчаниках, относящихся к готериву, Н. В. Акимовой обнаружен комплекс спор и пыльцы широкого вертикального распространения: *Gleichenia stellata* Bolch. (14%), *G. umbonata* Bolch. (2%), *G. glauca* Hook (11%), *G. delicata* Bolch. (3%), *Pelletieria tesa* (K a r a - M u r z a) Bolch. (3%), *Leiotriletes typicus* Naum (12%), *Pinacea* (8%). Мощность указанных пород составляет 16—29 м. В южной части Доно-Медведицкого вала готерив сложен буровато-серыми глауконито-кварцевыми песками с прослоями и линзами песчаников. Общая мощность этих отложений достигает 20 м. На юго-восточном склоне вала к готериву условно отнесены пески и глины мощностью до 16 м.

В западных участках Приволжской моноклинали в долине р. Иловли разрез готерива аналогичен описанному для северной части Доно-Медведицкого вала. Восточнее наблюдается изменение литологического состава пород. Так, на правобережье р. Волги, ниже г. Камышина, а также в пределах Иловатско-Николаевской площади на размытой поверхности юрских глин залегают известковистые песчаники мощностью 0,5 м или песчанистые глины с фосфоритами и гальками кремня. В разрезе скважин Иловатско-Николаевской площади выше следуют темно-серые и черные известковистые глины с прослоями песков и песчаников (рис. 44), а юго-западнее — чередующиеся глинистые алевролиты и глины. В породах присутствуют песчанистые фораминиферы *Haplophragmoides infracretaceus* M j a t l., *Ammobaculites volskiensis* D a i n, *Verneulinoides neocomiensis* (M j a t l.), определенные А. И. Сарычевой. Наибольшая мощность (47—57 м) отмечается на левобережье Волги, южнее г. Камышина. В верхнем течении р. Балыклея и на левобережье р. Иловли к готериву относятся песчанистые глины с прослоями глинистых песчаников общей мощностью 25—30 м. К северо-западу по мере приближения к Доно-Медведицкому валу глины сменяются грубозернистыми ржаво-бурыми песками и песчаниками. В среднем и нижнем течении р. Иловли прослежены глины, алевролиты и песчаники, причем в глинах А. И. Сарычевой встречены фораминиферы, аналогичные приведенным выше.

На правобережье р. Волги, близ г. Волгограда, к готериву отнесены глины с фосфоритами в основании общей мощностью 18—20 м. В пределах остальной площади Приволжской моноклинали готеривские отложения не установлены.

Барремский ярус

На левобережье р. Хопра, к востоку от г. Урюпинска, в основании баррема наблюдается скопление обломков и галек девонских и каменноугольных пород. Восточнее, в верхнем течении р. Кардаила, где развит готерив, подошва баррема определяется лишь по смене спо-

рово-пыльцевых комплексов. Баррем здесь сложен темно-серыми, сильно глинистыми глауконито-кварцевыми песками и алевролитами с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Общая мощность яруса до 24 м. В песках встречен разнообразный комплекс спор и

пыльцы: *Alsophila arcuata* Bolch. (3,5%), *Coniopteris notabilis* (Naum.) Bolch. (1,5%), *Cibotium junctum* K.-M. (5%), *Hausmannia anonyma* Bolch. (6,5—21,0%), *Aneimia tricostata* Bolch. (0,5—1%), *Lygodium subsimplex* (Naum.) Bolch. (0,5—1,5%), *Gleichenia delicata* Bolch. (10%), *G. laeta* Bolch. (5—10%), *Gleicheniades triplex* (Bolch.) Grig. (0—1%), *Chemotriletes genuinus* Bolch. (0—1%), *Gingo parva* Naum. (0—1%), *Picea* sp. (0—0,5%), *Podocarpus* sp. (0—3%), *Cedrus libani-formis* Bolch. (0—3%) и др. (определения В. А. Бегучева). К югу от участка широтного течения р. Бузулука, вплоть до г. Михайловки, барремские отложения можно разделить на три пачки. В основании нижней повсеместно прослеживаются

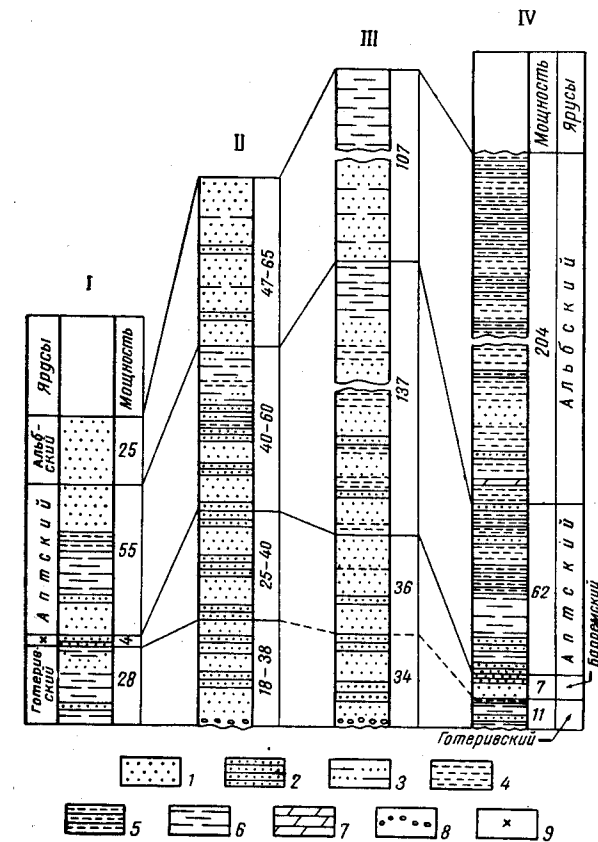


Рис. 44. Схема сопоставления разрезов нижнемеловых отложений по линии, соединяющей междуречья верхних течений Кардаила и Елани и оз. Эльтон (составила Г. Г. Пославская)

Разрезы: I — междуречье верхних течений Кардаила и Елани, скв. 214; II — северная часть Доно-Медведицкого вала (сводный); III — Николаевская опорная скважина 2; IV — Эльтонская опорная скважина 4
1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глинистые пески и песчаные глины; 4 — алевролиты; 5 — алевролиты; 6 — глины; 7 — мергели; 8 — базальный конгломерат; 9 — барремский ярус

песками и алевролитами с прослоями песков и песчаников. Мощность описанных пород чаще всего составляет 5—10 м, реже достигает 43 м. Местами (на западных участках) баррем отсутствует. Барремский возраст устанавливается по фораминиферам *Haplophragmoides* aff. *barremicus* Mjatl., *H. cf. subchapmani* Kuznetz., *Epistomina* aff. *caracolla* (Roem.), *Vaginulina* cf. *schloenbachi* Reuss., *Glomospirella gaultina* (Berth.), определенным А. И. Сарычевой.

Средняя пачка баррема представлена зеленовато-серыми и серыми мелкозернистыми глинистыми глауконито-кварцевыми песками и песчаниками с прослоями алевролитов, гли и с линзами сидеритов. По простираанию песчаники иногда сменяются гравелитами. Мощность

средней пачки равна 14—32 м, она уменьшается с северо-востока на юго-запад.

Верхняя пачка по составу аналогична нижней, мощность ее колеблется от 18 до 51 м. Присутствие фораминифер *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Lamarckina lamplughi* (Sherg.), определенных А. И. Сарычевой, указывает на барремский возраст пород. Общая мощность баррема в бассейне р. Бузулука изменяется в пределах 33—84 м. К югу она уменьшается, а в районе г. Михайловки барремские отложения выклиниваются.

В пределах Доно-Медведицкого вала в состав баррема включается средняя часть толщи ржаво-бурых железистых песков и песчаников. Строение ее неодинаковое. В разнородных косослоистых песках располагаются прослой и линзы то рыхлых, то очень крепких оруденелых песчаников, сменяющихся по простираанию песками. Местами в песках встречаются линзовидные прослой конгломератов и остатки древесины. На небольших расстояниях соотношения мощностей указанных пород в разрезе резко меняются.

В самых северных участках вала на правом берегу р. Медведицы близ г. Жирновска мощность баррема составляет 15—20 м. Здесь (в верхнем течении р. Бурлука) Г. Ф. Лунгергаузен (1956) найдены в косослоистых песках крупные дисковидные аммониты из рода *Barremites*, обычно встречающиеся в верхнем барреме (определения Н. П. Луппова).

В верхнем течении р. Мокрой Ольховки, по данным бурения, выделяются три типа разрезов баррема. На западе у с. Новомлиново развиты кварц-гидрогетитовые бурые пески с оолитами гидрогетита и редкими прослоями песчаников такого же состава, сцементированных шамозит-сидеритовым цементом. Восточнее развиты в основном песчаники с подчиненными прослоями песков. Далее к востоку, у с. Перещепного, наблюдается чередование песков, которые преобладают, и песчаников кварц-гидрогетит-шамозитового состава. Наибольшее содержание железных руд характерно для центрального и восточного из трех указанных типов разрезов. Мощность описанных пород достигает 32 м.

В районе Коробковского поднятия характер разреза несколько меняется. Песчаный материал становится более мелкозернистым, отсортированным, появляются тонкие прослой глины. Однако наряду с этим прослеживаются прослой очень грубозернистого песка и гравия.

Отложения барремского яруса в описываемом районе сходны с подстилающими и покрывающими отложениями. Поэтому выделение баррема возможно лишь условно по встречающимся здесь, хотя и очень редко, остаткам организмов: *Belemnites colossicus* Jасuk., *Oxytenthis* sp. indet., *Oxytoma corneuliana* Orb., *Lima royeriana* Orb., *Pinna robinaldina* Orb., *Camptonectes germanicus* (Wol.), *Variamusium alpinum* (Orb.). Условность выделения баррема объясняется отсутствием в этом комплексе организмов, типичных для белемнитовой толщи Ульяновского Поволжья. Мощность барремских отложений составляет 25—40 м.

В западных участках Приволжской моноклинали барремские отложения сходны с одновозрастными породами восточных участков Доно-Медведицкого вала. В 20 км юго-западнее г. Камышина и на левом берегу Волги к баррему относятся темно-серые глины с прослоями бурого железистого песчаника, сцементированного сидеритом и содержащего оолиты шамозита. Мощность барремского яруса составляет здесь 25—30 м. В среднем течении р. Иловли, на Ольховской площади, к баррему условно отнесены зеленовато-серые глауконито-кварцевые

пески и алевролиты с прослоями песчаников и алевролитов. Остатков фауны в них нет, а комплекс спор и пыльцы характеризуется прежде всего развитием очень мелких форм *Gleichenia* (до 50%). Мощность яруса не превышает 25 м.

На левом берегу р. Волги, в 20 км южнее с. Верхнего Балыкляея разрез баррема сложен глинами, алевролитами, песками и песчаниками. Возраст пород определен А. И. Сарычевой по фораминиферам *Discorbis barremicus* Mjatl., *Miliammina mjatliukae* Dain, *Epistomina chapmani* Dain, *Marginulina gracilissima* (Reuss). Общая мощность барремского яруса составляет здесь 25 м. В юго-западных участках Приволжской моноклинали баррем отсутствует.

Аптский ярус

Близ г. Урюпинска отложения аптского яруса трансгрессивно залегают на породах верхнего девона. В основании яруса здесь прослеживается конгломерат из галек кремня. Восточнее, где развит баррем, нижняя граница апта неясна.

В строении аптского яруса участвуют глауконито-кварцевые, сильно глинистые, тонкозернистые пески. Возраст пород установлен по следующему комплексу спор и пыльцы: *Dicksonia densa* Bolch. (0—7,5%), *Mohria striata* (Naum.) Bolch. (1,5%), *Lygodium subsimplex* (Naum.) Bolch. (0—3%), *Gleichenia carinata* Bolch. (0,5—5%), *G. rasilis* Bolch. (0,5—5,5%), *G. angulata* Naum. (1—23%), *G. umbonata* Bolch. (0,5—20,0%), *G. nigra* Bolch. (0,5—7,5%), *Gleichenidites triplex* (Bolch.) Grig. (0—20%), *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch. (0—1%), *Bennettites subcaperatus* (Naum.) Bolch. (0—1%), *Cupressacites coriaceus* Bolch. (0,5—1%), *Pinus concessa* (Naum.) Bolch. (0—3%), *P. vulgaris* (Naum.) Bolch. (0—3,5%), *Podocarpus major* Bolch. (0—0,5%), *Cedrus* sp. (0—1%), *Chamaerops pseudohumilis* Bolch. (0,5%) (определения В. А. Бегучева). Мощность апта составляет 12—74 м, возрастая к востоку и северо-востоку. Резкие колебания мощности объясняются глубоким и неравномерным размывом аптской толщи. Южнее устья Хопра аптские отложения не установлены.

Далее на восток, в пределах Терсинской депрессии, апт начинается темно-серыми алевролитами с прослоями алевролитов и песчаников. Затем следует переслаивание тех же пород с песками, а в верхней части яруса залегают глины и алевролиты. Местами глины сильно опесчаниваются и даже замещаются глинистыми песками и алевролитами. Мощность апта здесь достигает 72—77 м.

В керне скважин, пробуренных к северу и северо-востоку от г. Михайловки, встречены фораминиферы *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Miliammina mjatliukae* Dain, а также комплекс спор и пыльцы, который, по заключению Н. В. Акимовой, свойствен аптскому ярусу. В южной части Терсинской депрессии в разрезе апта преобладают пески мощностью 8—12 м.

В присводовой части Доно-Медведицкого вала аптские отложения выходят на поверхность, а на его склонах вскрываются скважинами. Длительное время нижнюю границу апта в естественных обнажениях проводили по кровле ржаво-бурых железистых песков и песчаников, возраст которых считался барремским. Затем было обнаружено (Лунгерсгаузен, 1956; Пославская, 1958), что верхняя часть железистых пород содержит фауну нижнего апта. Таким образом, подошва аптских отложений в присводовых частях вала может быть установлена только по фауне в однообразной толще бурых железистых песков и

песчаников. Не исключено, что на склонах вала, особенно при переходе к Терсинской депрессии и Приволжской моноклинали, эти породы замещаются частично или полностью серыми алеврито-песчаными отложениями.

В северо-западной части вала, на правом берегу р. Медведицы, близ г. Жирновска, выше кварц-железистых пород располагаются серые и желтовато-серые глинистые мелкозернистые кварцевые пески и алевриты с железистыми конкрециями, тонкими прослоями алевролитов, песчаников и глин. Мощность апта достигает здесь 40—60 м (см. рис. 44).

В центральной части вала, у сел Чиж и Бородачи, Г. Ф. Лунгерсгаузен обнаружил в ржаво-бурых породах *Ancyloceras matheroni* Orb., *A. ex gr. trispinosum* Roem., *Tropaeum cf. hillsi* Sow. (определения Н. П. Луппова). Г. Г. Пославской найдены у с. Чиж *Tropaeum gracile* (Sin z.), *Thetironia minor* (Sow.), var. *transversa* Renng., *Lucina* aff. *downesi* Wood. (Луппов, Пославская, 1955). В этом же пункте Г. Ф. Лунгерсгаузен нашел в залегающих выше серых песках типичный для нижнего апта аммонит *Deshayesites deshayesi* (Leym.). Общая мощность апта равна 45—50 м.

Юго-западнее, в присводовой части Коробковского поднятия обнажаются кварц-шамозитовые ржаво-бурые косослоистые пески и песчаники мощностью 20—24 м, с фауной нижнего апта: *Matheronites ridzewskyi* Kar., *Protocardia subperegrinosa* Gerasimow nom. nsc, *Pr. concinna* Buch, *Thetironia minor* (Sow.), var. *transversa* Renng., *Th. minor* (Sow.) var. *circassensis* Morgd. (определения В. П. Ренгартена и Г. Г. Пославской). Выше залегают серые и желтовато-серые алевриты и мелкозернистые пески с тонкими прослоями алевролитов, глин и песчаников. В одном из прослоев песчаников Г. Г. Пославской обнаружены типичные для нижнего апта аммониты *Deshayesites dechyi* Parr., *Nucula simplex* Leym., *Leda scapha* (Orb.), *Protocardia concinna* Buch, *Pr. forbesi* Pict. et Rehev., *Dosinimeria vibrayeana* (Orb.), *Pholadomya* aff. *martini* Forb. и другие формы. Этот комплекс позволяет относить вмещающие породы к нижнему апту. Общая мощность апта составляет здесь 40—60 м (см. рис. 44).

В южной части Доно-Медведицкого вала, в районе Арчедино-Донских поднятий, бурением вскрыты темно-серые глины, иногда содержащие в средней части прослой глинистых песков и алевритов. Породы эти отнесены к апту условно. Мощность их достигает 30 м.

На правом берегу Дона, близ устья р. Иловли, аптский ярус сложен в нижней части темно-серыми глинами с тонкими прослоями алевритов и песков, а в верхней — алевритами с прослоями глин и песчаников. Мощность апта составляет здесь 8—20 м.

На Приволжской моноклинали в верховьях Иловли к апту отнесены ржаво-бурые железистые пески с прослоями и линзами таких же песчаников, общей мощностью 20 м. Выше залегают желтовато-серые и светло-коричневые тонкослоистые алевриты и глинистые пески мощностью до 45 м. В них изредка встречаются типичные для нижнего апта аммониты *Deshayesites deshayesi* Leym. Общая мощность апта достигает здесь 65 м.

Близ г. Камышина в основании разреза аптского яруса располагаются серые тонкозернистые песчаники. Затем следуют чередующиеся темно-серые глауконито-кварцевые песчаники, глинистые пески, алевриты и глины, над которыми залегают пески с прослоями песчаников. По материалам бурения на Волго-Иловлинском междуречье (южнее широты г. Камышина) в разрезе апта выделено пять пачек, из которых первая, третья и пятая (снизу) сложены глинами, а вторая

и четвертая — песками, песчаниками, алевролитами и алевритами. Фауны в этих пачках не встречено, и возраст пород определен по сопоставлению электрокаротажных диаграмм с диаграммами других площадей, где обнаружены редкие фораминиферы, радиолярии и спорово-пыльцевые комплексы. Четвертую и пятую пачки можно условно отнести к верхнему апту. Мощность апта на участках, удаленных от Доно-Медведицкого вала, достигает 102 м, а вблизи вала не превышает 40—50 м.

На левом берегу Волги, южнее с. Верхнего Балыкля, в нижней части аптского разреза располагаются песчаники с тонкими прослоями глин, алевролитов и песков. Выше следуют чередующиеся слои темно-серых алевролитов, песков и глин. Общая мощность апта равна здесь 70 м.

В районе Волго-Донского канала аптский ярус представлен темно-серыми глинами, переходящими по простиранию в мелкозернистые пески. Мощность этих отложений, достигающая 30 м, уменьшается к северо-западу. Южнее, на левобережье Дона (в нижнем течении рек Мышковой и Аксая) аптские отложения залегают непосредственно на нижнем триасе. Они сложены темно-серыми, в различной степени алевритистыми глинами, в верхней части с прослоями глауконито-кварцевых алевритов, песчаников и реже песков. Мощность апта колеблется от 11 до 40 м, увеличиваясь к востоку. Остатков фауны и флоры породы апта здесь не содержат. Возраст их условно определяется по стратиграфическому положению и по сопоставлению электрокаротажных диаграмм с диаграммами скважин Доно-Медведицкого вала, где в апте присутствует указанная выше фауна.

На юге и юго-западе Приволжской моноклинали апт не установлен.

В пределах Первомайско-Чирской моноклинали в районе пос. Суровикино (см. рис. 43) на размытой поверхности пестроцветных пород нижнего триаса располагаются глауконито-кварцевые пески с галькой песчаников и желваками фосфоритов. Выше пески чередуются с такими же по составу алевритами и темно-серыми глинами. Фауна здесь не встречена, и поэтому принадлежность описанных пород к апту определяется условно, по сопоставлению с разрезами Доно-Медведицкого вала. Мощность апта севернее пос. Суровикино достигает 50 м, а к югу быстро уменьшается до нуля.

Альбский ярус

Отложения альбского яруса в пределах рассматриваемой территории развиты повсеместно. В пределах Хоперской моноклинали они выходят на поверхность по правому берегу Хопра вплоть до устья р. Бузулука, а на остальной площади вскрыты скважинами. Альб здесь представлен светло-серыми кварцевыми песками с прослоями песчаников у хутора Тополевского; северо-западнее г. Урюпинска, В. И. Курлаев (1951) нашел аммонит *Pseudosonneratia steinmani* J a s o b. (определение Н. П. Луппова), указывающий на принадлежность вмещающих пород к верхним горизонтам нижнего или к нижним горизонтам среднего альба. Мощность альба достигает здесь 35—54 м.

Восточнее, в среднем течении Бузулука к альбскому ярусу относятся кварцевые пески с прослоями песчаников и песчаных глин. У г. Новоаннинского встречена *Panope gurgites* B r o n g. var. *plicata* S o w. (определение Г. Г. Пославской). Возраст указанных пород устанавливается на основании этого фаунистического определения и по сопоставлению с разрезами бассейна Хопра в Воронежской области,

где А. А. Дубянский обнаружил в аналогичных породах среднеальбские аммониты *Anahoplites* cf. *splendens* Sow., *A.* cf. *michalskii* Semenov, *Trigonia aliformis* P a g.

В пределах Терсинской депрессии, по левобережью р. Терсы, а также по ее притокам Вязовке и Щелкану, к альбу отнесены кварцевые и глауконито-кварцевые разномзернистые пески различной окраски, с прослоями алевролитов, песчаников и глин. У хутора Морец на р. Вязовке А. И. Сарычевой обнаружены в глинах песчаные фораминиферы *Haplophragmoides chapmani* M o g o z., *H. umbilicatus* D a i n, *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* O r b., *A. aequalis* (R o e m.), *Protonina scherborniana* (C h a r m.), *Glomospirella gaultina* (B e r t h.). Мощность альба достигает здесь 70—78 м.

Некоторые скважинами здесь вскрыты переслаивающиеся алевролиты, алевролиты и глины, с прослоями песчаников в верхней части. Развита эта толща не везде, а главным образом в восточной части Хоперской моноклинали. В южной части последней (вдоль левого берега Дона) скважинами вскрыты серые кварцевые разномзернистые пески с прослоями рыхлых грубозернистых песчаников общей мощностью 32—45 м. На правом берегу р. Дона, у г. Серафимовича, мощность этих пород уменьшается до 25 м, а юго-западнее альб выклинивается. В северо-западной части Доно-Медведицкого вала, на правом склоне долины р. Медведицы (у г. Жирновска) обнажаются кварцевые пески с тонкими прослоями песчаников и глин общей мощностью 60—65 м.

Юго-восточнее, в среднем течении р. Бурлука, в основании альба залегают гальки песчаника и желваки песчаных фосфоритов. Выше расположены разномзернистые, местами косослоистые, кварцевые пески белого, розового, желтого или серого цвета, с линзами и тонкими прослоями песчаников. На правобережье Бурлука, выше пос. Красный Яр, В. Н. Ефимова обнаружила в песках среднеальбских аммонитов *Dimorphoplites rossiensis* G l a s u n., *D. burgukensis* G l a s u n., *Anahoplites* cf. *sinzowi* S p a t h. (определения А. Е. Глазуновой). Мощность описанных отложений равна 50—55 м.

Восточнее г. Фролово альб представлен песками с прослоями глин, содержащими фораминиферы и радиолярии альбского облика. В южной части вала, на правобережье р. Дона, развиты пески с прослоями и линзами песчаников. В них обнаружен *Pseudosonneratia* cf. *steinmanni* J a s o b., определенный Н. П. Лупповым и характерный для верхов нижнего и низов среднего альба. Мощность альба составляет здесь 35—50 м.

При изучении естественных обнажений в западной части Приволжской моноклинали установлено, что альбский ярус слагается кварцевыми и глауконито-кварцевыми песками серой, зеленовато-серой и желтовато-серой окраски, нередко косослоистыми, с прослоями глин и песчаников. Фауна здесь встречается сравнительно редко и приурочена лишь к самым верхним горизонтам. В верховьях Иловли А. Н. Мазарович обнаружил в фосфоритах на контакте альба и сеномана типичные для среднего альба аммониты *Hoplites* cf. *interruptus* B r u g., *H.* cf. *raulinianus* O r b.

Эти же виды аммонитов, а также формы *Saynella aurita* Sow., *S.* cf. *tethydis* B a y l., *S. tuberculata* Sow., *Cyprina eroyensis* L e y m., *C.* cf. *oblonga* Sow. обнаружены Н. С. Шатским (1922) в верховьях р. Голой (притока р. Балыкляя) в фосфоритовом слое, приуроченном к кровле альба. Данная фауна свидетельствует о принадлежности вмещающих слоев к среднему подъярису альба. Н. А. Бакиным (1930) там же в осыпи собраны, а В. Г. Камышевой-Елпатьевской определены аммониты: *Hoplites* aff. *splendens* Sow., *H.* ex gr. *dentatus* Sow.,

H. ex gr. engersi Rouill., *Trigonia aliformis* Park., *Inoceramus cocentricus* Park., *Cyprina* aff. *regularis* Orb. Н. С. Шатским в этой же коллекции обнаружен типичный для верхнего подъяруса альба аммонит *Pervinqueria inflata* (Sow.). Вероятно, здесь или на соседних участках были развиты верхнеальбские отложения небольшой мощности, которые в дальнейшем были частично размыты. Видимая мощность пород 35—40 м.

На правом берегу Волги южнее г. Камышина, а также на левобережье, от пос. Николаевского (см. рис. 44) до широты с. Горного Балыклея, к альбу относятся кварцевые пески, алевролиты и глины. В нижней части Н. В. Акимовой установлен нижнеальбский комплекс спор и пыльцы, а в верхней части А. И. Сарычевой определены фораминиферы *Protonina scherborniana* Charp., *Reophax* cf. *scorpiurus* Montf., *Haplophragmoides umbilicatulus* Dain, *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Gaudryina filiformis* Berth. Мощность альба составляет здесь 100—147 м.

На остальной площади Приволжской моноклинали альбский ярус сложен кварцевыми песками с прослоями песчаников и алевролитов. Фауна обычно отсутствует, и возраст пород определяется по их стратиграфическому положению. Мощность альба увеличивается с запада на восток и в этом же направлении возрастает роль алевролитов в разрезе.

На территории Первомайско-Чирской моноклинали породы альбского яруса вскрыты в нижнем течении р. Чира (см. рис. 43). Они представлены песками различной окраски, местами с тонкими прослоями глин и песчаников. Мощность альба возрастает с запада на восток от 0 до 52 м, возраст определяется по стратиграфическому положению.

Прикаспийская синеклиза

Область солянокупольной тектоники

Нижнемеловые отложения покрывают большую часть данной площади. Их нет лишь в сводовых частях некоторых соляных куполов, где они уничтожены неогеновой трансгрессией. Изучен нижний мел недостаточно и неравномерно вследствие глубокого залегания его в межкупольных зонах.

Готеривский ярус

В среднем течении р. Еруслана в основании данного яруса располагается фосфоритовый горизонт мощностью 0,5 м. Он покрывается темно-серыми и черными глинами с прослоями глинистых песков и песчаников. Возраст этих пород А. И. Сарычева определяет по фораминиферам *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Ammobaculites volskiensis* Dain, *Verneulinoides neocomiensis* (Mjatl.).

В районе г. Волгограда вскрыты алевролиты и глины с обедненным комплексом песчаных фораминифер *Reophax* cf. *scorpiurus* Montf., *Ammobaculites volskiensis* Dain, *Trochammina neocomiensis* Mjatl., *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl. и др. (определения А. И. Сарычевой). Близ г. Ленинска готерив сложен чередующимися алевролитами и глинами мощностью примерно 22 м.

В разрезе опорной Эльтонской скважины (см. рис. 44) к готериву относятся серые, местами известковистые глины, чередующиеся с темно-серыми алевролитами и мелкозернистыми, слабо известковистыми песчаниками мощностью 11 м. Т. Н. Хабаровой здесь были обнару-

жены фораминиферы *Globulina* ex gr. *praelacrima* Mjatl., *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *H. umbilicatulus* Dain, *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl., *Reophax guttifer* Brady, *Lenticulina aeleonorae* (Nik.).

Барремский ярус

В северо-восточной части Волгоградского Заволжья баррем вскрыт скважинами на Иловатско-Николаевской площади (в нижнем течении Еруслана). В основании яруса здесь залегают глинистые пески и алевролитистые глины с прослоями кварц-глауконитовых песчаников, сцементированных сидеритовым или глинисто-сидеритовым веществом. Выше следуют темно-серые песчаники с крупными (до 5 мм) зернами гидротита. Заканчивается баррем темно-серыми, до черных, тонкослоистыми глинами с редкими прослоями сильно глинистых песчаников и алевролитов. Ввиду неясности нижней границы мощность баррема определяется ориентировочно величиной 35—50 м.

На остальной части синеклизы (в пределах Волгоградского Поволжья) баррем лучше всего изучен к востоку от г. Волгограда, в разрезе скв. 26 близ г. Ленинска на р. Ахтубе. В основании яруса здесь залегает слой глауконито-кварцевого песчаника (мощностью 0,2 м) с гальками фосфоритов. Выше залегает алевролит (2 м), а затем темно-серые сильно алевролитистые глины с прослоями алевролитов. Характерно обилие пирита как в рассеянном состоянии, так и в виде скоплений, включая пиритизированные остатки растений. В верхней части разреза чередуются кварцевые песчаники и глины с конкрециями сидерита. Мощность баррема составляет здесь 30 м.

Юго-западнее, в районе пос. Светлый Яр среди пород барремского яруса преобладают глины, в то время как песчаники редки и мощность их невелика. Фауны эти отложения не содержат, и их возраст установлен по стратиграфическому положению.

В разрезе Эльтонской опорной скважины баррем сложен серыми мелкозернистыми слабоизвестковистыми слюдястыми песками, в кровле которых залегает прослой песчаников такого же состава. Мощность баррема равна здесь 7 м. Т. Н. Хабаровой возраст определен по микрофауне *Protocythere furssenkovi* Lub., *Gyroidina sokolovae* Mjatl. и др.

Аптский ярус

В прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы аптский ярус сложен в нижней части темно-серыми глинами, мощностью 35 м в различной степени алевролитистыми, а в верхней — глинами с прослоями глауконито-кварцевых, сильно глинистых алевролитов, мощность которых достигает 11 м.

В восточной части Волгоградской области, севернее пос. Палласовка, к апту относятся чередующиеся темно-серые полимиктовые алевролиты и алевролитистые глины. Характерно большое содержание микрозернистого пирита, а также обуглившихся и пиритизированных остатков растений. В глинах и алевролитах встречены типичные для нижнего апта аммониты *Deshayesites deshayesi* (Leym.), *D. consobrioides* (Sinz.), *D. cf. dechyi* (Papp.), *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.), *Corbuly polyta* (Traut.), определенные В. И. Козловой. Мощность апта равна здесь 56 м.

К востоку и юго-востоку от г. Камышина в разрезе апта выделяются две пачки. Нижнюю слагают глины с прослоями глауконито-квар-

цевых алевролитов. Верхняя начинается глинами, а заканчивается алевролитами и глинистыми песчаниками. Из органических остатков встречены только трудноопределимые радиолярии. Суммарная мощность обеих пачек составляет 55—79 м.

Южнее (между Волгой, Ахтубой и широтой оз. Горькосолоеное) апт сложен внизу глинами с прослоями песков, в середине — песками с прослоями алевролитов и песчанистых глин, сверху — глинами с прослоями песков и алевролитов. Из-за отсутствия фауны возраст определяется лишь по сопоставлению с разрезами соседних площадей, мощность апта 50—60 м.

В районе г. Ленинска на р. Ахтубе в основании апта залегает гравелит мощностью 0,2 м, выше которого наблюдается чередование глинистых алевролитов, алевролитистых глин и сильно глинистых песков; общая их мощность 135 м. В некоторых скважинах аптские отложения залегают над палеогеном, сильно размыты и содержат фораминиферы плохой сохранности. Мощность апта здесь равна всего 43 м.

В районе пос. Светлый Яр (к востоку от г. Волгограда) апт сложен чередующимися глинами и алевролитами общей мощностью 85—96 м. Возраст пород определяется по комплексу спор и пыльцы. Западнее аптские отложения залегают непосредственно на верхней юре. Близ Сарпинских озер к апту относятся глины с прослоями алевролитов и песчаников в верхней части. Мощность яруса достигает здесь 85 м.

В разрезе Эльтонской опорной скважины (см. рис. 44) в нижней части апта залегают рыхлые песчаники с прослоями известковистых глин. Затем следуют глины с фораминиферами *Reophax guttifer* Brady, *Haplophragmoides* aff. *embaensis* Nik., *H. umbilicatus* Dain, *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Gaydryina* ex gr. *filiformis* Berth. Они сменяются чередующимися глинистыми алевролитами и сильно известковистыми глинами. Выше расположены неизвестковистые глины, а самую верхнюю часть составляют глинистые песчаники с прослоями алевролитов и глин. Общая мощность апта 62 м.

Альбский ярус

Альбские отложения распространены в области солянокупольной тектоники почти повсеместно, за исключением небольших участков непосредственно у соляных куполов, где они выпадают из разреза. В верхнем и среднем течении р. Еруслана альб представлен глинистыми глауконито-кварцевыми алевролитами и мелкозернистыми песками с прослоями песчаников того же состава и темно-серых глин. Мощность альба здесь различна (от 0 до 68 м) в связи с неравномерным размывом.

Южнее строение альба в основном сохраняется и лишь на широте пос. Быково местами несколько возрастает количество прослоев песка. Между реками Волгой и Ахтубой, по данным В. М. Кашлева и В. Л. Островской, альбский ярус начинается серыми мелкозернистыми кварцевыми песками. Выше они становятся глауконито-кварцевыми, иногда средне- и крупнозернистыми, содержат пласты песчаников, алевролитов и глин. В верхней части разреза залегают темно-серые глины с прослоями песчаников и песков. В глинах найдены фораминиферы *Tritaxia* cf. *pyramidata* Reus., *Reophax scorpionus* Montf., *Proteonina scherborniana* Sharp., определенные А. И. Сарычевой, и радиолярии. Мощность альба здесь в связи с неравномерным размывом колеблется от 70 до 185 м.

В верхнем течении р. Ахтубы (у г. Ленинска), на правобережье р. Волги от станции Бекетовская до пос. Светлый Яр и в районе Сарпинских озер разрез альба подразделяется на нижний и средний подъярусы. Нижний альб сложен серыми и темно-серыми глауконито-кварцевыми, глинистыми, сильно алевритистыми песками с прослоями алевролитов аналогичного состава. Местами встречаются прослойки глины, реже песчаников, а иногда преобладают алевриты и алевролиты. Спорово-пыльцевой комплекс со значительным содержанием форм *Histrichosphaera* дает возможность отнести описанные породы к нижнему альбу. Мощность последнего на правобережье Волги составляет 83—104 м, а в районе г. Ленинска 109 м.

Средний альб в разрезе скв. 26 у г. Ленинска начинается темно-серыми глауконито-кварцевыми алевролитами со спикулами губок, радиоляриями и гальками черных фосфоритов в основании. Выше следуют темно-серые, сильно глинистые алевриты с гнездами и тонкими прослоями глин. На правобережье Волги средний альб сложен чередующимися алевритами и глинами, редко с прослоями песчаников. Возраст пород определяется здесь по комплексу фораминифер *Proteonina scherborniana* Charp., *Reophax scoriurus* Montf., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Gaudryina filiformis* Berth. и по радиоляриям альбского облика (определения А. И. Сарычевой). Мощность среднего альба от 7 до 30 м, а общая мощность альба колеблется от 90 до 139 м. Верхний альб в рассматриваемом районе достоверно не установлен, но существование его условно предполагается в разрезе скв. 12 близ г. Ленинска.

В разрезе опорной Эльтонской скважины нижний альб сложен внизу серыми и темно-серыми известковистыми, сильно алевритистыми глинами с прослоями алевролитов, песков, песчаников и мергелей. Выше следуют алевролиты и разнозернистые пески с прослоями глин, содержащих фораминиферы *Gaudryina filiformis* Berth., *G. gradata* Charp., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Proteonina scherborniana* Charp., *Tritaxia pyramidata* Reuss (определения Т. Н. Хабаровой). Мощность нижнего альба равна здесь 122 м.

Средний подъярус сложен чередующимися темно-серыми глинистыми алевролитами и алевритистыми глинами, причем характерно отсутствие в породах карбонатного материала. Кроме фораминифер, встречаемых в нижнем альбе, здесь присутствуют *Haplophragmium aequales* (Roem.) и *H. nonioninoides* (Reuss), определенные Т. Н. Хабаровой. Верхний подъярус альба в Эльтонской скважине не установлен. Мощность среднего альба равна здесь 82 м, а общая мощность альба 204 м.

В районе с. Енотаевки нижний альб представлен светло-зелеными кварц-глауконитовыми слюдястыми тонкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с темными глинами. Остатков фауны и флоры эти породы не содержат, и поэтому их возраст устанавливается только по сопоставлению с разрезами скважин зоны Астраханских поднятий. Мощность нижнего альба равна 110 м.

Средний альб начинается ритмично чередующимися песчаниками, глинами и алевролитами общей мощностью 40 м. В них С. В. Дубровиной обнаружен комплекс песчаных фораминифер *Proteonina scherborniana* Charp., *P. diffeugiformis* Brady, *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *Gaudryina filiformis* Berth., *Tritaxia pyramidata* Reuss. В вышележащих темно-серых и черных глинах мощностью 14—17 м С. В. Дубровиной найдены фораминиферы *Proteonina diffluegiformis* Brady, *P. scherborniyna* Charp., *Reophax scoriurus* Montf., *Ammobaculites agglutinans* Orb., *A. aequales* (Roem.), *A. folkestonensis* Charp., *Gaudryina filiformis* Berth.

Верхняя часть альбского разреза мощностью 50—60 м сложена рыхлыми тонкозернистыми кварцевыми песчаниками, с прослоями темно-серых алевролитов и известковистых песчаников этого же цвета. С. В. Дубровиной здесь обнаружены фораминиферы *Rhizammina indivisa* Brady, *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* Reuss, *Arenobulimina pressli* Reuss.

Астраханская зона поднятий

В Астраханской зоне поднятий выделяются все ярусы нижнего мела, за исключением валанжина, но полнота разреза в различных частях зоны неодинакова (в некоторых скважинах отсутствуют отложения готерива и верхнего апта). В восточной и центральной частях зоны нижнемеловые породы залегают на верхнеюрских, а в западной — на среднеюрских.

Готеривский ярус

Отложения этого яруса вскрыты скважинами к западу и северу от г. Астрахани. Они сложены темно-серыми слюдястыми алевролитистыми глинами с прослоями алевролитов, реже песчаников. Основанием для отнесения указанных пород к готериву служат, по мнению Т. Н. Хабаровой, следующие фораминиферы, определенные из скважин Красноярской площади: *Reophax guttifer* Brady, *R. scorpiurus* Montf., *Ammobaculites agglutinans* Orb., *Epistommina* aff. *caracolla* Roem., *Marginulina kasachstanica* Mjatl.

По сопоставлению с разрезом Красноярской площади готеривские отложения были выделены и на других разведочных площадях Астраханского района: Тинакской, Кирикилинской, Астраханской, Азауской. Мощность их колеблется в пределах 5—19 м. Я. С. Эвентов и Э. Б. Мовшович (1963) включают описанные породы на основании находок *Astarte voltzi* Ziet. и *Astarte ovoides* Buch (Астраханская опорная скважина) в состав нижнего волжского яруса. Выделенные ранее готерив-барремские отложения (Эвентов и др., 1961; Лоджевский, 1959) в настоящее время отнесены к баррему, согласно новым палеонтологическим данным, А. Н. Ивановой и др. (1964).

Барремский ярус

Барремские отложения с размывом залегают на байосских или готеривских. В основании их почти повсеместно прослеживается базальный мелкогалечный конгломерат. Литологический состав баррема существенно изменяется на сравнительно небольших расстояниях. На западе (Разночиновская и Тинакская площади) они представлены темно-серыми слюдястыми алевролитистыми глинами. В центральной части зоны Астраханских поднятий (Кирикилинская площадь) в основании баррема появляются зеленовато-серые мелкозернистые кварцевые песчаники с включениями зерен глауконита. Восточнее (Красноярская площадь) нижняя большая часть разреза баррема сложена только песчаниками, а в верхней, преимущественно глинистой, также увеличиваются количество и мощность песчано-алевролитовых пачек.

Макрофауна в барреме встречается редко. Определены только двустворчатые моллюски: *Corbula striatula* Sow., *Oxytoma cornuella* Orb., *Protocardia* cf. *peregrina* Orb., var. *karakaschi* Mordw. Отмеченные виды имеют широкое вертикальное распространение: от готе-

рива до апта, но все же считаются наиболее характерными для баррема, рассматриваемого региона и Северного Предкавказья.

Комплекс фораминифер содержит виды, типичные для баррема: *Miliammina mjatliukae* Dain, *Marginulina gracilissima* Reuss, *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Discorbis barremicus* Mjatl. (определения Т. Н. Хабаровой и В. А. Шохинной).

Фауна барремских отложений Астраханского района не позволяет выделить подъярусы. Однако Э. Б. Мовшович (1963) по аналогии с раз-

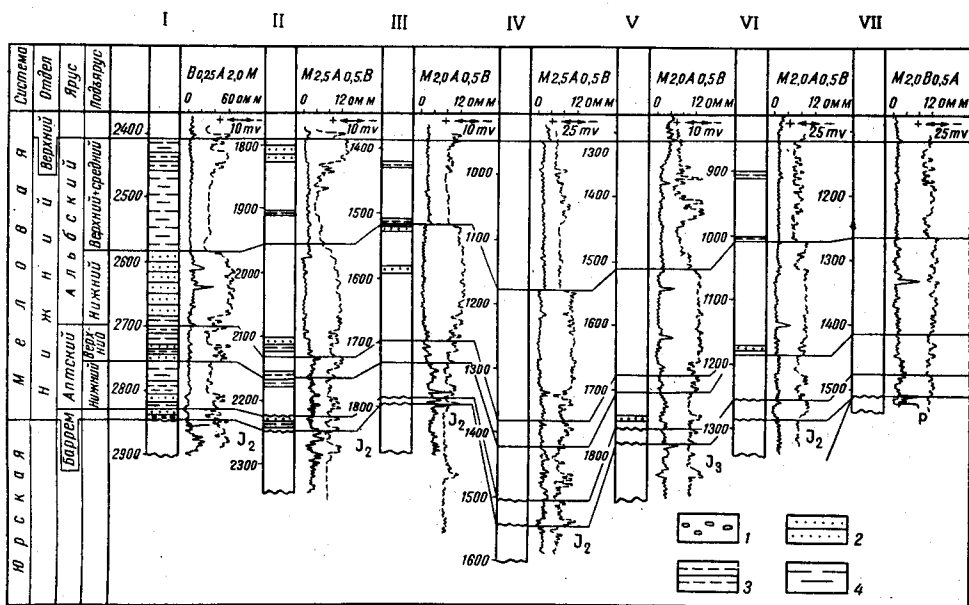


Рис. 45. Схема сопоставления нижнемеловых отложений по линии опорная Артезианская скважина—Халганский купол (составил И. Б. Карнаузов)

Скважины: I—Артезианская опорная; II—Ермолинская 1-бис; III—Профильная 3; IV—Олейниковская 4; V—Эджинская 3; VI—Долан-Алдынская 6; VII—Халганская 2
1—галечники и гравий; 2—песчаники; 3—алевролиты; 4—глины

резами Прикумской области, где отсутствует верхний баррем, допускает наличие только нижнебарремских отложений. Мощность баррема в Астраханской зоне составляет 50—80 м.

Аптский ярус

Отложения аптского яруса в описываемом районе можно разделить на нижний и верхний подъярусы. Наличие нижнего апта доказано фаунистически, а верхний выделен только по сопоставлению с хорошо охарактеризованными фауной разрезами южного склона вала Карпинского (рис. 45).

Нижний подъярус. По литологическому составу нижнеаптские отложения хорошо подразделяются на две пачки. Нижняя пачка сложена песчаниками средне- и грубозернистыми, кварцевыми и кварц-глауконитовыми, с галькой кварцевого состава в подошве. Мощность пачки 20—25 м. Верхнюю пачку слагают темно-серые аргиллитоподобные плитчатые глины мощностью 20—35 м.

Нижнеаптский их возраст устанавливается по аммонитам *Deshayesites* Leum., *D. consobrinoides* Sinz. (определения А. Н. Ивано-

вой и Г. Г. Пославской), а также по характерному комплексу фораминифер и остракод: *Protonina* aff. *diffflugiformis* Brady, *Haplophragmoides emboides* Nik., *H. umbilicatus* Mjatl., *Parataxodonta biparta* Lub. (определения Т. Н. Хабаровой).

Верхний подъярус распространён меньше по сравнению с нижним, а полнота его разреза в связи с предальбским размывом не везде одинакова. На некоторых разведочных площадях (Замьяновской, Разночиновской, Красноярской) верхний апт вообще отсутствует. Нижняя граница описываемого подъяруса проводится на подошве песчаников, в которых на южном склоне вала Карпинского (Каспийская площадь, скв. 4) найдены верхнеаптские аммониты *Cheloniceras tchernyshevi* Sinz. Литологически верхний апт представлен песчано-глинисто-алевролитовыми породами с преобладанием в нижней части песчаников, а в верхней — глин. Мощность верхнеаптской толщи не превышает 35 м.

Альбский ярус

Альбские отложения расчленяются на две пачки: нижнюю, преимущественно песчаную (относимую к нижнему альбу) и верхнюю, глинисто-алевролитовую (датируемую средним — верхним альбом).

Нижний подъярус развит повсеместно. Отложения нижнего альба налегают на размытую поверхность верхнеаптских, а при их отсутствии на поверхность нижнеаптских пород. В основании разреза прослежен грубозернистый песчаник с включениями гравия и гальки. Выше повсеместно прослеживаются чередующиеся песчаники, пески, алевролиты, реже — глины. Песчаники и пески серые и зеленовато-серые, кварц-глауконитовые, глинистые, иногда известковистые и содержащие сидерит. Алевролиты неравномерноглинистые, кварц-глауконитовые, местами известковистые. Глины алевритистые, слабослюдястые, известковистые. Из органических остатков встречены единичные пеллиподы *Nucula* cf. *pectinata* Sow. var. *tenuicostata* Morgdw., *Leda mariae* Orb., *Thetironia* sp. indet., *Exogyra archiensis* Orb. (определения А. Н. Ивановой).

Наиболее полный разрез нижнего альба и его максимальная мощность (до 180 м) отмечаются в западной части описываемой зоны (Долан-Алдынское и Беркультиновское поднятия). Здесь в верхней части разреза присутствует песчано-глинистая пачка мощностью до 60 м, которой нет во всех остальных разрезах Астраханского района. Отсутствие этой пачки косвенно указывает на наличие перерыва между нижне- и среднеальбским подъярусами. Восточнее и северо-восточнее наблюдается сокращение мощности нижнего альба до 80—100 м (Красноярское и Кирикилинское поднятия).

Средний и верхний подъярусы. Большое сходство литологического состава отложений среднего и верхнего альба, повсеместно сложенных глинистыми породами, близкие электрокаротажные характеристики и отсутствие типичной верхнеальбской фауны не позволяют, по нашему мнению, разделить эти подъярусы. А. Н. Иванова и др. (1964) производят это разделение условно, а Э. Б. Мовшович (1963) считает, что в разрезе присутствуют только нижне- и среднеальбский подъярусы.

Средне- и верхнеальбские отложения представлены в основном темно-серыми и слоистыми слюдястыми глинами. В верхней части разреза отмечается пласт полимиктовых песчаников мощностью до 20 м, разделенный пропластком глин. Данный пласт имеет четкую электрокаротажную характеристику и выдерживается на большей части рас-

смаатриваемого района. В связи с этим многие геологи условно проводят по его кровле границу между средним и верхним альбом.

В нижней части разреза среднего и верхнего альба обнаружен довольно богатый комплекс фораминифер, в котором содержатся типичные для среднего альба формы: *Protonina scherborniana* Шарп., *P. difflugiformis* Brady, *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *H. chapmani* Mогоz., *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* Orb., *Gaudryina filiformis* Berth., *G. gradata* Berth., *G. dispansa* Шарп., *Anomalina biinvoluta* Mjatl. (определения Т. Н. Хабаровой и А. И. Сарычевой).

В верхней части описанного разреза встречаются фораминиферы, позволяющие определить возраст только до яруса.

Наибольшие мощности среднего и верхнего альба (до 190 м) приурочены к западным участкам (Долан-Алдынская, Замьяновская площади), а на восточных (Кирикилинская площадь) сокращаются до 120—130 м.

Верхняя граница альба четкая в том случае, когда альбские отложения контактируют с мергелями турона или сантона, и неясная, когда нижний мел перекрывается песчаниками и глинами сеномана (в последнем случае граница проводится только по смене комплекса фораминифер).

Ростовский свод

В отличие от вышеописанных районов, нижнемеловые отложения в пределах Ростовского свода представлены образованиями только альбского яруса и залегают непосредственно на допалеозойском фундаменте. Площадь развития нижнего мела занимает большую часть Ростовского свода. Раннемеловые осадки не отлагались на северо-восточном склоне свода, а также на нескольких локальных участках других склонов. Кровля нижнего мела располагается на абсолютных глубинах от 400 до 1200—1300 м. В литологическом отношении альб Ростовского свода подразделяется на два комплекса.

Нижний комплекс — песчано-алевролитовый, соответствующий нижнеальбскому подъярису, — сложен чередующимися песками, песчаниками, гравелитами и глинами. Пески и песчаники глауконитокварцевые, слюдистые, мелко- и тонкозернистые. Гравийные зерна в гравелитах представлены обломками кварца и метаморфических пород. Глины являются продуктом переотложения коры выветривания фундамента, на что указывает их сильная каолинизация.

Верхний комплекс, отвечающий по возрасту среднему и верхнему альбу, сложен в основном (на 80—90%) темно-серыми слюдистыми глинами, в которых встречаются маломощные (до 3 м) пропластки глауконитовых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В разрезах большинства скважин, пробуренных на Ростовском своде, присутствуют оба описанных комплекса и лишь на некоторых участках установлены породы только нижнего или только верхнего комплексов. Мощность отложений альба колеблется от 50 до 150 м.

Возраст описываемой толщи подтверждается находками на Александровской, Канеловской и других площадях комплекса альбских фораминифер: *Globigerina infracretacea* Glaessn., *G. ultramicra* Subb., *Anomalina hostaensis* Mогоz., *A. folkestonensis* Шарп., *A. porcellana* Ant., *Gaudryina gradata* Berth. (определения С. В. Дубровиной).

Донецко-Каспийская тектоническая область, вал Карпинского

Нижнемеловые отложения здесь развиты лишь в пределах восточной части вала Карпинского, к востоку от линии сел Ремонтное — Заветное.

Полнота разреза нижнемеловых пород здесь неодинакова. В западной части не установлены отложения баррема и частично апта, а местами нижнего мела нет вообще. Валанжинский ярус отсутствует повсеместно, вопрос о наличии готерива окончательно не решен. Нижний мел в западной части погружен минимум на глубину 160—210 м (Таук-Унгурское поднятие), а в юго-восточной на 1800—2400 м (опорная Артезианская скважина, Ермолинское и Красно-Камышанское поднятия, см. рис. 45, 46). В восточных и центральных районах описываемые отложения несогласно залегают на породах средней и верхней юры, а в западных — на палеозойском фундаменте.

Выходы нижнего мела на дневную поверхность отсутствуют. Керн в скважинах отбирался неравномерно и в небольших объемах. Это явилось причиной слабой изученности нижнемеловых пород. Дифференциация тектонических движений в отдельных частях вала Карпинского обусловила неполноту разреза, наличие перерывов, резкие колебания мощностей и литологического состава пород.

Барремский ярус

Породы баррема распространены на южном склоне вала от станции Артезиан до пос. Комсомольского, а в сводовой части и на северном склоне доходят до широты пос. Яшкуль. Баррем залегают с размывом на отложениях средней и верхней юры. В основании барремского разреза, как правило, присутствуют конгломераты, гравелиты, галька и гравий, количество которых от площади к площади меняется. Характерны для баррема отмеченные в разрезах отдельных скважин красноватые железистые, часто оолитовые известковые песчаники. Выше следуют глины, алевролиты и разнородные песчаники. С. В. Дубровиной определены следующие фораминиферы, приуроченные к описываемым отложениям: *Marginulina cephalotes* Reuss, *Saracenaria aff. chaililovi* Apt., *Protocythere aff. propria* Schagar. Эти определения подтверждают барремский возраст описанных пород.

Объем барремского яруса на описываемой территории многими исследователями понимается по-разному в связи с отсутствием руководящих ископаемых. Так, Э. Б. Мовшович (1963) относит к баррему залегающие над песчаниками глины, хорошо прослеживающиеся при сопоставлении электрокаротажных диаграмм на всей территории вала Карпинского. М. П. Кудрявцев обнаружил в этих глинах на Каспийской площади аммонит *Deshayesites deshayesi* Leum. и на основании этого пришел к выводу о нижнеаптском возрасте данных глин в пределах всего вала Карпинского. Он подчеркивает некоторую условность отнесения к баррему песчаников в пределах отдельных площадей южного склона вала Карпинского из-за отсутствия фауны и постепенного перехода их в глинисто-алевритовые породы. В настоящее время Э. Б. Мовшович допускает аптский возраст глин для южного склона вала Карпинского, не распространяя этого положения на более северные районы.

Все исследователи на основании сопоставления с разрезами Прикумья считают, что описываемые отложения относятся только к ниж-

нему баррему. Мощность баррема на южном склоне вала Карпинского не превышает 25 м, в сводовой части достигает 40 м, а на северном склоне — 35 м.

Аптский ярус

Аптские отложения на территории вала Карпинского распространены к востоку от меридиана г. Элисты. В разных местах они залегают с размывом на породах различного возраста: в восточной части вала на среднеюрских, верхнеюрских и барремских образованиях, а в районе г. Элисты на дислоцированных породах палеозойского фундамента. Наиболее полные разрезы апта отмечаются в самой восточной части вала (Артезианская опорная скважина, Каспийская разведочная площадь), где по макрофауне выделяются нижний и верхний подъярусы. По сопоставлению с этими разрезами оба подъяруса апта устанавливаются также в сводовой части вала Карпинского и на его северном склоне. Каждый подъярус состоит из нижней алевролитно-песчаной пачки и верхней — глинистой. Однако в Элистинском районе такое разделение апта невозможно в связи с отсутствием остатков фауны и однородностью их литологического состава.

Нижний подъярус. Наиболее характерный разрез, с четко обозначенными подошвой и кровлей, известен в районе г. Каспийского. Здесь хорошо выделяются три различные литологические пачки. Нижняя представлена серыми мозаичными алевролитами и алевропесчаниками, с прослоями светло-серых тонкозернистых кварц-глауконитовых песчаников. Мощность этой пачки от 3 до 25 м. Здесь М. П. Кудрявцевым обнаружены аммониты *Deshayesites dechyi* Parp., *Grammotodon* cf. *securis* Leum., а В. А. Шохиной — фораминиферы *Rhabdammina* aff. *aptica* Dampel., *Brotzeina* aff. *juliae* (Mjatl.), *Ammobaculites* cf. *agglutinans* (Orb.), *Globigerina* cf. *infracretacea* Glaessn., *Glomospirella gaultina* (Berth.). Эта фауна дает возможность определить возраст вмещающих отложений как нижеаптский.

Средняя песчано-алевролитовая пачка характерна и довольно выдержана не только в восточной части описываемого района, но и в более южных районах Прикумья, где она известна как «VIII пласт Озек-Суата», по номенклатуре Грознефти (Э. Б. Мовшович, Ю. Ф. Мерзленко, 1961; Ю. Ф. Мерзленко, Д. А. Мирзоев, Э. Б. Мовшович, 1962). Эта пачка детально изучена в связи с ее региональной нефтегазоносностью. В ее составе преобладают серые мелкозернистые пятнистые алевропесчаники, в нижней части сменяющиеся темно-серыми пятнистыми алевролитами. Нижеаптский возраст пород установлен Л. В. Донской и М. П. Кудрявцевым по аммонитам *Deshayesites deshayesi* Leum., *D. dechyi* Parp. Из фораминифер здесь присутствуют *Brotzeina* aff. *juliae* (Mjatl.), *Anomalina suturalis* Mjatl., *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), определенные В. А. Шохиной. Мощность этой пачки 20—25 м.

Верхняя пачка слагается темно-серыми и черными плитчатыми алевритистыми глинами с многочисленными аммонитами, принадлежащими роду *Deshayesites*. Мощность ее 35—40 м, а общая мощность нижнего апта 63—90 м.

На других участках изменяются как мощности отдельных пачек, так и их литологический состав. Нижняя пачка выделяется по сопоставлению с Джанайским и Каспийским разрезами. Средняя и верхняя пачки повсеместно хорошо охарактеризованы аммонитами и фораминиферами, подтверждающими их нижеаптский возраст.

На южном склоне вала Карпинского нижняя пачка состоит преимущественно из алевролитов с прослоями глин. Иногда в основании ее отмечается базальный слой гравелита. К западу она обогащается грубообломочным материалом.

В этом же направлении уменьшаются мощности пород данной пачки (от 15 до 5 м), а в районе пос. Комсомольского эта пачка отсутствует.

Более резкие изменения претерпевает средняя пачка; ее состав изменяется не только на различных площадях южного склона, но и в пределах одной площади. Так, на Ермолинской площади это — кварцевые и глауконито-кварцевые песчаники, с единичными включениями кварцевых галек и отдельными прослоями крепких глинистых алевролитов, переходящих в алевропесчаники. К западу (на Красно-Камышанской, Восточно-Камышанской и Кеке-Усунской площадях) средняя пачка слагается, как правило, разнородными гравелитовыми песчаниками в верхней части известковистыми и сменяющимися ниже алевропесчаниками. Песчаники серые, кварцевые, с включениями плохих окатанных галек и гравия кварца, со значительной примесью полевых шпатов, каолина и реже — глауконита. В отдельных случаях (Северо-Камышанская площадь) песчаники нацело замещаются глинистым алевролитом.

Залегая с угловым несогласием на размытой поверхности юрских отложений, описываемая пачка является базальным горизонтом нижнемеловых отложений. Трансгрессивный характер данной пачки подчеркивается литологическими признаками.

Верхняя (глинистая) пачка нижнего апта на всем южном склоне вала Карпинского сохраняет один и тот же литологический состав. Везде это темно-серые, почти черные, плитчатые слюдистые глины, с прослоями алевропесчаников и с остатками нижеаптских аммонитов. Мощность ее в западном направлении сокращается до 5—10 м.

В целом мощность нижнего апта в пределах южного склона вала Карпинского уменьшается от 98 м на Каспийской площади до 20 м на Кеке-Усунской.

В сводовой части вала Карпинского и на его северном склоне нижеаптские отложения сохраняют вышеописанное трехчленное деление.

Нижняя пачка мощностью 12—14 м состоит из темно-серых и черных неяснослоистых песчаных глин с включениями в нижней части плохоокатанных галек кварца и с прослоями кварцевого гравелита. По электрокаротажным диаграммам нижняя пачка хорошо сопоставляется с выделенными на южном склоне вала Карпинского глинистыми отложениями, которые подстилают продуктивную толщу, относимую М. П. Кудрявцевым к нижнему апту. Вместе с тем Т. Н. Хабаровой определен комплекс фораминифер из отложений описываемой пачки, свидетельствующий, по ее мнению, о барремском возрасте вмещающих пород. В указанный комплекс входят *Saccamina agglutinans* (Tair.), *Reophax ex gr. scoriurus* Montf., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Ammobaculites graciliformis* Mjatl., *Lenticulina toguskenushakensis* Mjatl.

Средняя пачка мощностью 8 м сложена темно-серыми кварц-слюдистыми песчаниками с зернами глауконита, с включениями мелких слабоокатанных кварцевых галек и гравия, окрашенного в бурый тона гидроокислами железа. Обломки аммонитов *Deshayesites* sp., (определение Л. В. Донской) подтверждают нижеаптский возраст пород.

Верхняя пачка, судя по наиболее характерному разрезу (вскрытому на Эджинской площади), представлена темно-серыми, черными слюдястыми глинами, с присыпками глауконитового песка. Из этой пачки Л. В. Донской определен нижеаптский аммонит *Deshayesites deshayesi* L e u m.

Мощность нижеаптских отложений в пределах сводовой части и северного склона вала Карпинского довольно выдержанная и составляет 50—55 м.

Верхний подъярус. Фаунистически охарактеризованные породы верхнего апта установлены только на Каспийской площади, в восточной части южного склона вала Карпинского. На других участках они выделяются по сопоставлению с разрезом Каспийской площади. Повсюду нижняя граница подъяруса проводится по смене описанных выше глин песчаниками, а верхняя граница — по появлению глин с фораминиферами нижнего альба.

К верхнему апту относятся серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, кварц-глауконитовые песчаники с прослоями темно-серых слюдястых глин. Общая мощность этих пород 50—65 м. В глинах обнаружены М. П. Кудрявцевым отпечатки аммонитов рода *Parahoplites*, а А. Н. Ивановой — аммонитов *Chelonicerias tschernyschevi* Sinz., а В. А. Шохиной ассоциация фораминифер *Haplophragmoides chapmani* Мороз., *Verneulina polystropha* Reuss, *Tritaxia pyramidata* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessn. Вся эта фауна свидетельствует о верхнеаптском возрасте вмещающих отложений.

На других участках восточной части вала Карпинского сохраняется в основном такое же строение верхнеаптских отложений. Как в сводовой части вала, так и на его южном и северном склонах разрез верхнего апта хорошо сопоставляется с описанным выше разрезом, а мощность данного подъяруса колеблется от 25 до 60 м.

Несколько особое место занимают верхнеаптские отложения Элистинского района. Это — монотонная толща песчаников мелкозернистых, глауконитовых, рыхлых, с железистым, реже карбонатным, цементом мощностью 50 м, совершенно лишенных остатков флоры и фауны. Поэтому отнесение их к верхнему апту основывается лишь на сопоставлениях с более восточными разрезами, а граница с альбом условна.

Альбский ярус

По литологическому составу и фауне в восточных районах вала отчетливо выделяется нижний подъярус и средний — верхний подъярусы без подразделения. В западных районах резкого различия в составе всех трех подъярусов нет, и поэтому верхняя граница нижнего альба менее ясная.

Нижний подъярус. Породы этого возраста наиболее изучены в пределах южного склона вала Карпинского. В восточной части этого склона, на Каспийской площади, нижний альб начинается темно-серыми слюдястыми глинами мощностью 25 м. Выше залегают серые и темно-серые, местами пятнистые алевролиты с прослоями черных слюдястых глин и редкими пластами темно-зеленых кварц-глауконитовых песчаников. Заканчивается разрез песчаниками мощностью 10 м. Общая мощность нижнего альба достигает 180 м.

Возраст пород устанавливается В. А. Шохиной по комплексу фораминифер: *Anomalina agalarovae* Vass., *A. djaffarovi* Agalar., *A. binvoluta* Mjatl., *Globigerina infracretacea* Glaessn, *Haplophragmoides umbilicatula* Dain, *H. chapmani* Мороз., *Gyroidinoides nitides* (Reuss), *Valoulineria kasachstanica* (Mjatl.). В аналогичных по

стратиграфическому положению слоев разреза Артезианской опорной скважины В. П. Ренгартеном обнаружен аммонит *Hypocanthoplites jacobi* Coll.

К западу происходит опесчанивание описываемых отложений, и у пос. Комсомольского весь нижний альб состоит преимущественно из серых и зеленовато-серых кварцевых или кварц-глауконитовых песчаников, в отдельных прослоях известковистых. Лишь в нижней части подъяруса присутствуют темно-серые (до черных) алевролиты и глины. В основании разреза В. А. Шохиной определены альбские фораминиферы *Verneuilina polystropha* Reuss, *Tritaxia tricarinata* (Reuss), *Globigerina globigerinellinoides* Subb., а близ кровли — ниже-среднеальбские фораминиферы: *Globigerina infracretacea* Glaessn., *G. globigerinellinoides* Subb., *Epistomina reticulata* (Reuss), *E. carpenteri* var. *carpenteri* (Reuss).

Совершенно иначе представлен разрез нижнего альба к западу и северо-западу от пос. Комсомольского, в пределах Бuzгинского блока (на Кеке-Усунской, Салхинской, Ачинерской и Шарын-Гольской разведочных площадях). Нижняя часть подъяруса, залегающая на мало-мощных породах апта, слагается кварцевыми и кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песчаниками, которые перекрываются выше темно-серыми слюдистыми глинами. В песчаниках Ачинерской площади М. П. Кудрявцевым обнаружен нижеальбский аммонит *Hypocanthoplites* ex gr. *jacobi* (?) Coll. Мощность нижеальбских отложений в этом районе по сравнению с Прикаспийским блоком сокращается до 80 м на Салхинской площади и до 30 м на Кеке-Усунской.

Еще западнее, в Элистинском районе (Таук-Унгурская, Ики-Буркульская, Яшкульская, Вознесенская площади), нижний альб сложен чередующимися песчаниками и алевролитами. Редкие палеонтологические находки в этом районе препятствуют точному выделению здесь не только подъяруса, но и ярусов. Поэтому выделение здесь нижнего альба довольно условно и основано лишь на сопоставлении геолого-каротажных разрезов скважин с разрезами тех, где альбские отложения достоверно расчленены. Мощность нижнего альба меняется от 70 м в районе г. Элисты до 160 м на северном борту Манычской впадины.

В сводовой части вала Карпинского и на его северном склоне состав нижнего альба меняется с востока на запад так же, как и на южном склоне. В самой восточной части северного склона (Полдневская площадь) скважинами вскрыт разрез нижнего альба, аналогичный описанному выше разрезу Каспийской площади и имеющий мощность 140—160 м. В сводовой части вала Карпинского отложения нижнего альба вскрыты многочисленными скважинами на нескольких площадях и изучены наиболее полно на Промысловской площади в связи с их промышленной нефтегазоносностью. Представлен он здесь серыми и темно-серыми песчаниками с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистыми, слюдистыми, кварцевыми, с большим содержанием глауконита. Отмечаются разности с кальцитовым цементом. В песчаниках встречаются тонкие прослои глин и алевролитов. Возраст устанавливается на основании находок аммонитов *Hypocanthoplites jacobi* Coll., *Leymeriella tardefurcata* Leym., а также характерных для нижнего альба двустворчатых моллюсков *Aucellina caucasica* Buch., *Thetironia caucasica* Eichw., *T. laevigata* (Sow.), определенных В. П. Ренгартеном.

Граница между нижним и средним альбом проводится по резкой смене песчаников глинами и четко фиксируется на электрокаротажных диаграммах. Мощность нижнего альба достигает 170 м.

Средний и верхний подъярусы альба развиты в пределах почти всего вала Карпинского. На некоторых площадях эти отложения достигают большой мощности.

В восточной части вала средний и верхний альб представлены преимущественно темно-серыми алевролитистыми, сильно слюдистыми известковистыми тонкослоистыми глинами, которые становятся светло-серыми и известковистыми в отдельных прослоях небольшой мощности. В толще глин, особенно в средней и верхней частях ее, отмечены пласты алевролитов и песчаников. В части вала, расположенной между пос. Комсомольским и г. Элистой, описываемые отложения значительно опесчанены и представлены в основном серыми и темно-серыми мелкозернистыми слюдистыми кварц-глауконитовыми песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых и черных слюдистых глин. Здесь же на некоторых разведочных площадях (Кеке-Усунская, Ачинерская, Шарын-Гольская) мощность средне-верхнеальбских образований увеличивается до 350 м, в то время как в других районах мощность их не превышает 150 м.

В осевой части вала Карпинского (Промысловская, Олейниковская, Цубукская площади) происходит выпадение отдельных слоев среднего альба и соответственно сокращение суммарной мощности среднего и верхнего альба до 120—60 м.

Выделение среднего альба основано на остатках двухстворчатых моллюсков: *Nucula pectinata* Sow., *N. pectinata* Sow. var. *cretacea* Gard., *Lucina downesi* Wood., найденных Т. А. Мордвилко в сводовой части вала на Промысловской площади, а также аммонитов *Hoplites* ex gr. *dentatus* Sow., обнаруженных Т. А. Мордвилко и М. П. Кудрявцевым на Промысловской и Кеке-Усунской площадях.

Выделение отложений верхнего альба затруднительно. Макрофауна в них не встречена, а комплекс фораминифер *Anomalina agalrovae* Vass., *A. biinvoluta* Mjatl., *Globigerina infracretacea* Glaessn., *G. globigerinellinoides* Subb., *Globigerinella ultramicra* Subb., *Gümbelina* sp., *Marginulina jonesi* Reuss, *Tritaxia pyramidata* Reuss позволяет выделять лишь средний и верхний альб совместно. По мнению Э. Б. Мовшовича (1963), «не исключено, что весь мощный глинистый комплекс альба соответствует лишь среднеальбскому подъярису». Однако М. П. Кудрявцев указывает, что на южном склоне вала Карпинского (Красно-Камышанская площадь) в самой верхней части альбских отложений В. А. Шохиной был определен богатый комплекс фораминифер, характерный для среднего и верхнего альба: *Gaudryina spissa* Berth., *Gyroldinoides paleovortex* Djaff., *G. infracretacea* Moroz., *G. nitida* (Reuss), *Eponides chalilovi* Djaff., *Globigerina ultramicra* Subb., *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Rugoglobigerina stephani* Gand., *Bolivina textularinoides* (Reuss), *Glavulina gaultina* Moroz., *Arenobulimina pressli* (Reuss), *Haplophragmoides darwini* Dain, *Marginulina striatocostata* Reuss. Отложения, вмещающие эту фауну, залегают на палеонтологически обоснованных слоях нижнего альба и покрываются трансгрессивно залегающими на них известняками турона и сантона. М. П. Кудрявцев указывает, что по микропалеонтологическим данным и по положению в разрезе принадлежность данных слоев к среднему и верхнему альбу не вызывает сомнения.

Кровля нижнемеловых отложений на многих участках является поверхностью размыва. Этим размывом, по-видимому, уничтожены слои верхнего альба. В районах, где на границе альба и сеномана видимых следов перерыва не отмечено, а нижняя часть сеномана представлена глинами, контакт между ними проводится условно по появ-

лению карбонатного материала в разрезе сеномана и по геоэлектрической характеристике, выражающейся резким повышением КС и снижением значений ПС вверх по разрезу. Максимальная мощность средневерхнеальбских отложений (350 м) зафиксирована на южном склоне вала Карпинского, минимальная (37 м) отмечается у г. Элисты.

Предкавказская часть Скифской плиты

В пределах этого района выходы нижнемеловых отложений на поверхность не известны; их присутствие устанавливается только бурением. В зоне Манычских прогибов, на Сальском поднятии и в Целин-

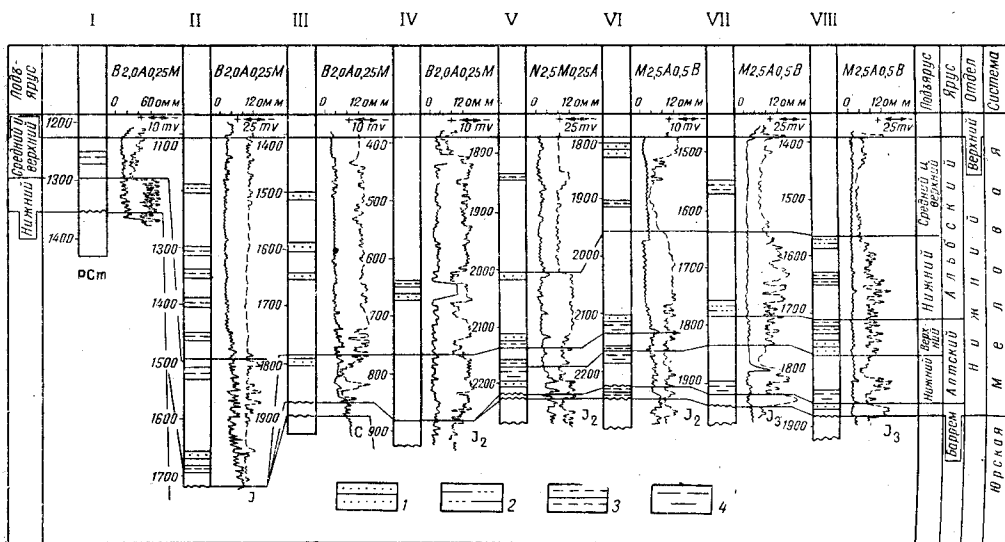


Рис. 46. Схема сопоставления нижнемеловых отложений по линии Александровская площадь — Каспийская площадь (составил И. Б. Карнаухов)

Скважины: I — Александровская 45; II — Белоглинская 6; III — Ульдючинская 1; IV — Икибурульская 4; V — Восточно-Камышанская 5; VI — Ермолинская 1-бис; VII — Каспийская 5; VIII — Каспийская 4

1 — песчаники; 2 — глинистые пески и песчаные глины; 3 — алевролиты; 4 — глины

ской седловине нижний мел залегает на дислоцированных породах палеозойского фундамента (рис. 46). Кровля нижнего мела располагается в западной части описываемого региона на глубинах 800—1500 м, а в восточной (Центрально-Манычский прогиб) на 1800—2000 м.

Нижнемеловые образования представлены здесь лишь альбским ярусом, в разрезе которого можно выделить два комплекса: песчано-алевролитовый (соответствующий нижнему альбу) и алевролитоглинистый, относящийся к среднему и верхнему альбу. Такое деление характерно для разрезов Целинской седловины и Сальского поднятия.

Нижний комплекс представлен переслаивающимися глинами, рыхлыми песчаниками, алевролитами, песками и гравелитами. Глины серые и светло-серые, слабослюдистые, всегда с более или менее значительной примесью песчано-алевролитового материала, с обилием обуглившихся растений. Характерно наличие каолина. Песчаники, алевролиты, пески и гравелиты имеют серый цвет и характеризуются неокатанностью кластического материала, что свидетельствует о близком переносе первичного материала — коры выветривания фундамента.

В отличие от нижнего альба в разрезе среднего и верхнего подъярусов преобладают глины, составляющие до 70% общей мощности. В этой части разреза исчезают каолин, но зато в большом количестве появляется глауконит.

Описанный разрез альбских отложений сохраняется в пределах всего района, за исключением Сальского поднятия, для которого характерно наличие лишь верхнего комплекса. Мощность альбских отложений колеблется от 26 м в районе Сальского поднятия, до 600 м в Манычском прогибе. Выделение подъярусов из-за небольшого количества фауны производится весьма условно. Определение возраста для большей части территории базируется в основном на литологических признаках и на сопоставлении с палеонтологически охарактеризованными разрезами. На Белоглинской и Манычской площадях нижеальбский возраст песчано-алевролитового комплекса устанавливается И. Н. Соколовой по находкам спор *Coniopteris* и пыльцы *Brachyphyllum*. В верхнем глинистом комплексе Л. С. Тер-Григорьянц здесь же обнаружены характерные для альба фораминиферы *Gaudryina filiformis* Berth., *Ammobaculites aequalis* (Roem.), *Reophax dentaliformis* (Gady), а в Ипатовской опорной скважине (Ставропольский свод) — верхнеальбский моллюск *Pecten (Variamussium) nime* Kazak.

Трансгрессии и регрессии

В конце юрского периода описываемая территория испытывала восходящие движения. В течение валанжинского и в начале готеривского веков она не была покрыта морем, за исключением; возможно, лишь Прикаспийской синеклизы. На суше происходил размыв, интенсивность которого возрастала в западном и южном направлениях. Начало трансгрессии отвечает по времени образованию зоны *Spreetopiseras versicolor*. В восточной части вала Карпинского и в зоне Астраханских поднятий отлагались крупнозернистые пески. В Заволжье (в районе Сарпинских озер) и на Волго-Иловлинском междуречье располагалось относительно глубокое море с осадками преимущественно песчано-алеврито-глинистого состава. Западнее, в северной части Доно-Медведицкого вала, на водоразделе рек Медведицы и Иловли, в прибрежных условиях накапливались грубозернистые ржаво-бурые косослоистые пески с галькой и остатками растений. На правом берегу Дона по-прежнему была суша.

В барремском веке море несколько расширилось к западу. Вначале оно захватило восточную часть вала Карпинского и зону Астраханских поднятий, а затем покрыло южную часть вала и большую площадь Хоперско-Медведицкого междуречья до линии пос. Новониколаевский—г. Михайловка. Условия осадкообразования в общих чертах сохранились. На вновь захваченных морем участках отлагались мелководные и прибрежные осадки. Преобладание алеврито-глинистых пород свидетельствует скорее всего о том, что близлежащая суша представляла собой равнину со слабо проявлявшимися процессами эрозии и денудации. Однако не исключено, что более грубые прибрежные песчаные осадки, отлагавшиеся позже других, были впоследствии размыты.

В конце баррема и начале апта в южных и юго-восточных районах происходили кратковременные воздымания, которые привели к размыву верхней части барремских отложений. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание апта на различных горизонтах подстилающих пород и отсутствие его нижней зоны в разрезе. Затем вновь происходит погружение и море распространяется на запад до линии

Элиста—Цимлянск (рис. 47). На южном склоне и своде вала Карпинского отмечается более интенсивное прогибание, способствовавшее накоплению здесь, главным образом глинистых алевролитов. В пределах

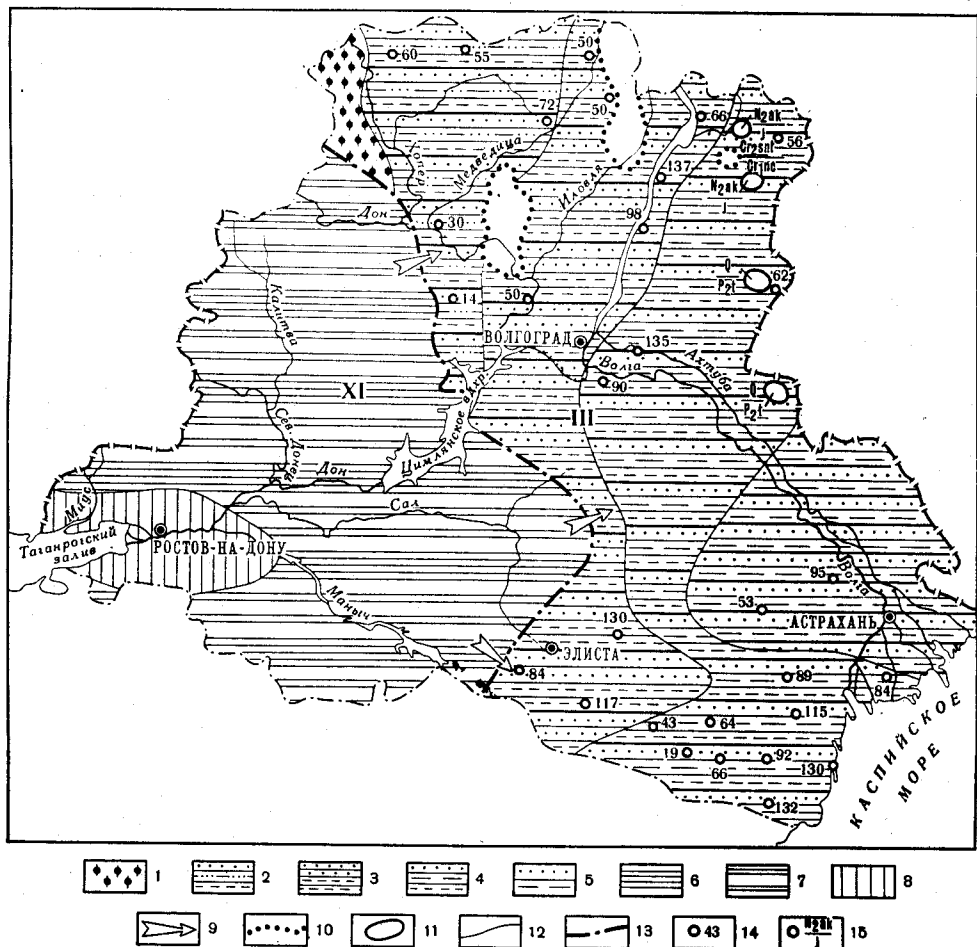


Рис. 47. Литолого-палеогеографическая карта аптского века (ранний мел). Составили И. Б. Карнаухов и Г. Г. Пославская

Литологические комплексы: 1 — пески полимиктовые мелко- и среднезернистые, 2 — пески и песчаники, песчаные глины и алевролиты, 3 — песчаники и алевролиты, 4 — пески, песчаники, глины и алевролиты, 5 — песчаники и глины в равных соотношениях; породы областей размыва; 6 — осадочные обломочные, 7 — осадочные карбонатные, 8 — кислые изверженные и метаморфические; 9 — главное направление сноса обломочного материала; границы: 10 — древних размывов, 11 — неогеновых и четвертичных размывов, 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — разрез по скважине, фактическая мощность отложений (м); 15 — отсутствие отложений данного возраста, наложение молодых с перерывом на более древние. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

вала Карпинского погружение было местами неравномерным, двух-этапным (район Ермолинской и Яшульской площадей), что нашло отражение в формировании двух ритмов осадков, каждый из которых включает (снизу вверх) пески, алевроиты и глины.

Относительно глубокое море располагалось в Заволжье, о чем свидетельствует преимущественное накопление в этом районе алевроитов и глин. Западнее, на Волго-Иловлинском водоразделе преобла-

дают пески. Более сложные условия в апте существовали в пределах Иловлинско-Медведицких поднятий. В начале века здесь продолжали накапливаться грубозернистые ржаво-бурые железистые пески с гальками и остатками древесины, а затем вследствие углубления моря — алевриты, тонкозернистые пески и глины. К западу от р. Медведицы увеличивается содержание песков, а на правобережье р. Хопра развиты только пески. Это — осадки очень малых глубин. В указанных выше отложениях содержится фауна нижнего апта.

Верхнеаптские породы палеонтологически плохо охарактеризованы. Вполне возможно, что на большей части территории они отсутствуют, а на остальной сохранились лишь в виде островков. Поэтому можно предположить, что в конце апта или начале альба происходили поднятия, вызвавшие прекращение седиментации и размыв ранее накопленных осадков. Об этом можно судить также по размыву верхних горизонтов апта в районе Астраханских поднятий и некоторых участков вала Карпинского, где нижний альб трансгрессивно залегает на неровной поверхности нижнеаптских отложений.

В альбском веке море расширяется в юго-западных районах рассматриваемой территории, захватывая Сальское поднятие, Тузлов-Манычский прогиб и большую часть Ростовского свода (рис. 48). Трансгрессия развивалась одновременно в двух направлениях: из области Каспия и со стороны Предкавказья. На фоне постепенного расширения и углубления бассейна в отдельных частях вала Карпинского отмечаются поднятия.

В Волгоградском и Астраханском Заволжье располагалось относительно более глубоководное море, чем на правобережье Волги, и накапливались алеврито-глинистые осадки. В конце альбского века наиболее приподнятыми участками остаются районы Ростовского свода и Донбасса, где существовал континентальный режим.

В пределах Волгоградского правобережья Волги можно установить достоверно лишь среднеальбские отложения. Нижний и верхний альб, возможно, присутствуют, но из-за слабой охарактеризованности органическими остатками породы этого возраста не могут быть выделены. Не исключено, что верхнеальбские отложения здесь размывы.

Фауна, встречающаяся в нижнемеловой толще, указывает на существование в раннемеловой эпохе нормального морского бассейна, глубины которого возрастали с запада на восток. Об этом свидетельствуют также увеличение роли глин в разрезе и возрастание мощностей. Основные источники сноса располагались к западу и к югу от описываемой территории, в области юго-западного склона Воронежской антеклизы и Донбасса.

За последнее время сделано многое для изучения нижнемеловых отложений рассматриваемой территории, но некоторые вопросы требуют дополнительного изучения. В дальнейшем необходимо с помощью комплексных палеонтолого-стратиграфических исследований уточнить контуры областей распространения валанжина, нижнего готерива, нижнего баррема и верхнего альба, детальнее изучить литологический состав пород каждого яруса нижнего мела на отдельных участках, особенно в восточных районах, где нижний мел не выходит на поверхность.

Наибольший интерес представляет изучение закономерностей и изменение литологического состава и мощностей барремских, аптских и альбских отложений области вала Карпинского в зависимости от их структурного плана. Перспективность этих отложений в отношении нефтегазоносности доказана буровыми работами.

Верхний отдел

До 30-х годов верхнемеловые отложения описываемой территории изучались главным образом по естественным обнажениям на склонах долин крупных рек: Дона, Хопра, Медведицы, Иловли, Северского

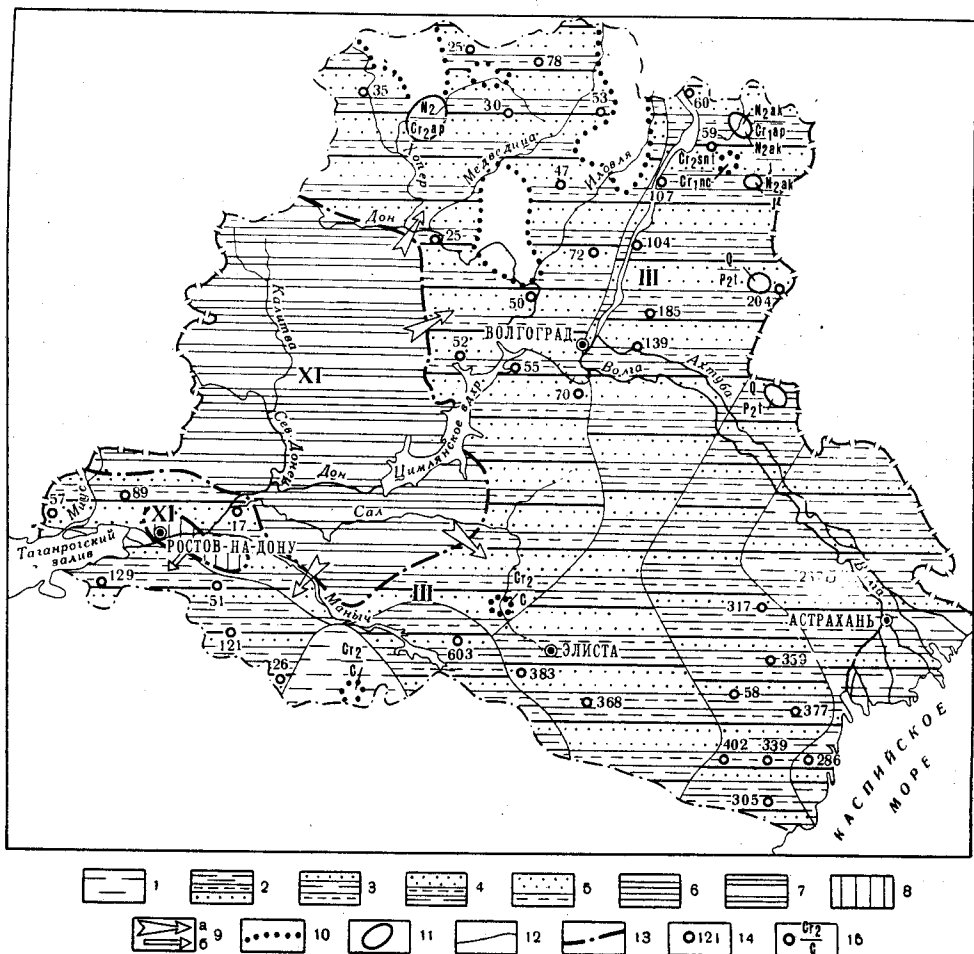


Рис. 48. Литолого-палеогеографическая карта альбского века (ранний мел). Составили И. Б. Карнаузов и Г. Г. Пославская

Литологические комплексы: 1 — глины, 2 — глины (преобладают), алевролиты, песчаники, 3 — песчаники и глины, алевролиты в равных соотношениях, 4 — пески и песчаники (преобладают), алевролиты и глины, 5 — пески и песчаники, подчиненные прослои алевролитов, породы областей размыва: 6 — осадочные обломочные, 7 — осадочные карбонатные, 8 — кислые изверженные и метаморфические; 9 — направление сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 10 — древних размывов, 11 — неогеновых и четвертичных размывов, 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — разрез по скважине, фактическая мощность отложений (м); 15 — отсутствие отложений данного возраста, наложение молодых с перерывом на более древние. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

Донца и их притоков. Результаты исследований обобщены в трудах И. Ф. Синцова, П. П. Пятницкого, А. Д. Архангельского и С. А. Доброва, А. Н. Семихатова, Б. К. Лихарева, А. Н. Мазаровича, Н. С. Шатского, Е. В. Милановского и др. Особое значение имеет работа А. Д. Архангельского (1912), в которой разработаны основы стратиграфии верхнего мела, рассмотрены вопросы литологии, палеогеографии и развития фауны.

Позже во все возрастающем объеме проводились геологическая съемка и бурение в связи с поисками каменного угля, нефти, газа, в результате чего было получено огромное количество сведений о верхнемеловых отложениях, в том числе и по обширным площадям, где естественные обнажения отсутствуют. Детально изучался вещественный состав пород. По фауне, и особенно по микрофауне, удалось расчленить разрезы на ярусы, подъярусы и зоны, определить их мощности. Все это позволило установить закономерности изменения состава и мощностей пород для коротких промежутков геологического времени, сопоставить разрезы, выяснит в той или иной степени палеогеографические условия позднемеловой эпохи.

Материалы о верхнемеловых отложениях рассматриваемой территории в статьях и монографиях Г. М. Аванисяна, В. И. Барышниковой и др. (1956, 1958, 1961); М. М. Беляевой (1965), Г. И. Бушинского (1954), В. Д. Галактионова (1960), Г. Л. Дервиз (1959), Т. М. Забелиной, Э. Б. Мовшовича (1963), Н. С. Морозова (1956, 1958а, 1962), Д. П. Найдина (1963, 1964), В. Б. Семенова (1966), И. А. Шамрая, Б. П. Кохановского (1956), И. Н. Соколовой, И. И. Томковича, Д. И. Цимберга и др.

Прежде чем приступить к описанию верхнемеловых пород по отдельным регионам, необходимо привести общие сведения об их распространении и строении. Верхний мел отсутствует на западе Хоперской моноклинали, в центральной части Доно-Медведицкого вала, на востоке Приволжской моноклинали и в открытом Донбассе, где на поверхности или под четвертичными отложениями располагаются более древние породы. Кроме того, верхнего мела нет в разрезе отдельных участков вала Карпинского и Прикаспийской синеклизы, где под ачкагылом скважинами вскрыты альбские и более древние отложения. Многие из этих участков не показаны на картах из-за их малого размера.

На остальной части рассматриваемой территории верхнемеловые отложения развиты повсеместно, но полнота их разрезов неодинакова. В западных участках междуречья Дона и Северского Донца отложения сеноманского яруса сохранились от размыва лишь на небольших участках, нет его к югу от среднего и верхнего течения р. Сала. Сеноманский, а местами также туронский и коньякский ярусы выпадают из разреза в районе Ростова-на-Дону к западу и юго-западу от г. Астрахани. Кое-где в районе городов Элисты и Астрахани отсутствуют вследствие древнего размыва породы сантонского и кампанского ярусов.

Предпалеогеновым размывом уничтожены маастрихтские отложения в бассейнах рек Хопра, Медведицы и Иловли, в узкой полосе правобережья Дона севернее Цимлянского водохранилища, в западной части Волго-Донского водораздела, на южной окраине Донбасса и по правобережью р. Маныча. Достоверно установлены только в Заволжье, в Прикаспии и на небольших участках — в предкавказской части Скифской плиты.

Верхнемеловые отложения располагаются своими различными горизонтами на породах разного возраста. В районе Ростова сантон перекрывает породы докембрия, а в западной части междуречья Дона и Северского Донца турон (местами сеноман) залегает с севера на юг последовательно на нижнем, среднем и верхнем карбоне. К востоку от устья Северского Донца под разными горизонтами верхнего мела располагаются породы верхнего карбона или перми. К востоку от р. Калитвы, почти до Цимлянского моря, турон и сеноман залегают на пестроцветных глинах нижнего триаса. На остальной части рас-

смаатриваемой территории верхний мел подстилается средне- или верхнеальбскими отложениями.

Верхнемеловая толща почти повсеместно перекрывается палеогеном, который залегает на различных горизонтах датского, маастрихтского или кампанского ярусов.

Литологический состав верхнемеловых образований изменяется в широких пределах по площади и по разрезу. Сеноман в западных районах сложен песками, в юго-западных — мергелями и известняками, в восточных — глинами, алевролитами и песками. Турон и коньяк почти повсеместно представлены карбонатными породами: на большей части территории развит белый мел и лишь в самых южных и восточных районах прослеживаются известняки.

Сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы сложены в крайних западных, восточных и юго-восточных районах описываемой территории карбонатными породами: мелом, мергелями, известняками. В центральных районах развиты глинисто-алеврито-песчаные и кремнистые отложения.

Палеонтологическая обоснованность границ стратиграфических подразделений в разных местах различна. В бассейнах рек Дона, Северского Донца, Хопра, Медведицы и Иловли, где имеются естественные обнажения, расчленение разреза дается как по макро-, так и по микрофауне, а для остальной территории — главным образом по фораминиферам. Стратиграфические подразделения верхнего мела, обоснованные макро- и микрофауной в сопоставлении с унифицированной схемой, приведены в табл. 35.

Из-за отсутствия типичной фауны не выделяются верхний сеноман и нижний турон. Это соответствует «Решениям Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы мезозойских отложений Русской платформы (1962)». Но возможность присутствия пород указанных подъярусов, особенно в южных и юго-восточных районах, не отрицается.

Названия и объемы стратиграфических подразделений приняты в соответствии с унифицированной схемой расчленения верхнемеловых отложений Русской платформы (1962), утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР (МСК).

Воронежская антеклиза

На южном и юго-восточном склонах Воронежской антеклизы верхнемеловые отложения распространены широко. Местами они подверглись глубокому неравномерному размыву. Выходы верхнего мела на поверхность приурочены преимущественно к долинам рек Хопра и Дона. В верхнемеловом разрезе можно выделить все ярусы, кроме датского.

Сеноманский ярус

Распространение, состав и мощности пород сеноманского яруса показаны на рис. 49.

В пределах Хоперской моноклинали, на правом берегу р. Хопра, в основании сеномана залегает пласт песка или рыхлого песчаника мощностью 0,8—1 м, с гальками фосфоритов и кремня. В. И. Курлаевым (1951) здесь найдены *Pecten (Aequipecten) aspera* (Lam.), *P. (Syncyclonema) orbiculare* (Sow.), *Exogyra conica* Sow. Выше следуют глауконито-кварцевые пески, содержащие иногда близ кровли

**Схема
стратиграфии верхнемеловых отложений**

21 Зак. 1020

| Система | Унифицированная схема Русской платформы | | | | | Воронежская антеклиза | Прикаспийская синеклиза | Ростовский свод | Доно-Каспийская тектоническая область | Предкавказская часть Скифской плиты | | |
|---------|---|---------------|---------|----------|-----------|---|---|-----------------------------------|---|---|-------------------------------|-------------------------------|
| | Отдел | Подъярус | Ярус | Подъярус | Индекс | | | | | | | |
| Меловая | Верхний | Датский | Верхний | | C_2d_2 | Отсутствует | Датский ярус нерасчлененный | Датский ярус нерасчлененный | Датский ярус нерасчлененный | Датский ярус нерасчлененный | | |
| | | | Нижний | | C_2d_1 | | | | | | | |
| | | Маастрихтский | Верхний | | C_2m_2 | Маастрихтский ярус нерасчлененный | Верхний подъярус | Маастрихтский ярус нерасчлененный | Верхний подъярус | Верхний подъярус | | |
| | | | Нижний | | C_2m_1 | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус | Нижний подъярус | | |
| | | Кампанский | Верхний | | C_2cp_2 | Кампанский ярус нерасчлененный | Верхний подъярус | Верхний подъярус | Верхний подъярус | Верхний подъярус | | |
| | | | Нижний | | C_2cp_1 | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус | Нижний подъярус | Нижний подъярус | |
| | | Сантонский | Верхний | | C_2st_2 | Сантонский ярус нерасчлененный | Верхний подъярус | Верхний подъярус | Верхний подъярус | Верхний подъярус | | |
| | | | Нижний | | C_2st_1 | | Нижний подъярус | | Нижний подъярус | Нижний подъярус | Отсутствует | |
| | | Коньякский | Верхний | | C_2cp_2 | Туронский — коньякский ярусы нерасчлененные | Туронский — коньякский ярусы нерасчлененные | Отсутствует | Коньякский ярус нерасчлененный | Туронский — коньякский ярусы нерасчлененные | | |
| | | | Нижний | | C_2cp_1 | | | | Туронский и коньякский ярусы нерасчлененные | | | |
| | | Туронский | Верхний | | C_2t_2 | | | | Туронский ярус нерасчлененный | | Туронский ярус нерасчлененный | Туронский ярус нерасчлененный |
| | | | Нижний | | C_2t_1 | | | | | | | |
| | | Сеноманский | Верхний | | C_2cp_2 | Сеноманский ярус нерасчлененный | Сеноманский ярус нерасчлененный | Сеноманский ярус нерасчлененный | Сеноманский ярус нерасчлененный | Верхний подъярус | | |
| | | | Нижний | | C_2cp_1 | | | | Сеноманский ярус нерасчлененный | Нижний подъярус | | |

прослой с желваками фосфоритов. Мощность этих песков изменяется от 10 до 18 м.

В северных участках Терсинской депрессии сеноман имеет мощность 40—60 м и сложен в нижней части чередующимися глинами и

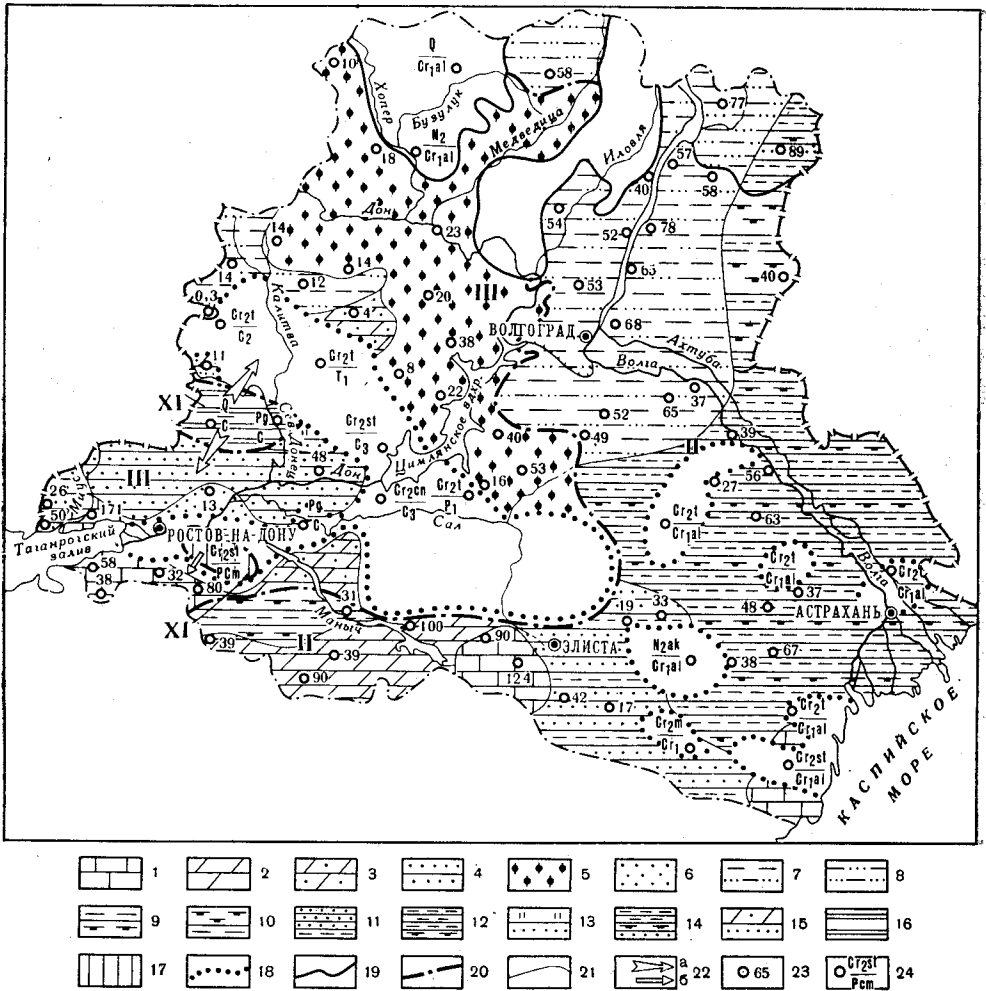


Рис. 49. Литолого-палеогеографическая карта сеноманского века (поздний мел). Составили Н. С. Морозов и В. М. Орехова

Литологические комплексы: 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — мергели опесчаненные, 4 — песчаники, 5 — пески полимиктовые мелко- и среднезернистые, 6 — пески кварцевые мелко- и среднезернистые, 7 — глины и глинистые пески, 8 — глинистые пески, 9 — алевролиты и известковистые глины, 10 — известковистые глины с прослоями алевролитов, 11 — песчаники с прослоями алевролитов, 12 — алевролиты с прослоями известковистых глин, 13 — песчаники, спонголиты, 14 — алевролиты с прослоями известковистых глин и песчаников, 15 — мергели песчаные, песчаники; породы областей размыва: 16 — осадочные карбонатные и обломочные, 17 — изверженные; границы: 18 — древних размывов, 19 — неогеновых и четвертичных размывов, 20 — палеогеографических областей, 21 — литологических комплексов; 22 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); 23 — скважина и мощность отложений сеномана (м), 24 — отсутствие отложений данного возраста, наложение молодых с перерывом на более древние. Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

глауконит-кварцевыми песками и алевролитами, а в верхней — зелено-вато-серыми песками. Близ кровли встречаются сростки фосфоритов. Здесь найдены типичные для нижнего сеномана *Actinocamax primus* Arkh., *Exogyra conica* Sow., *Pecten (Syncyclonema) orbiculara*

(Sow.), *Oxytoma pectinata* (Sow.), *Lingula krausei* Dames, *Neithea quinquecostata* Sow., а также фораминиферы *Arenobulimina presli* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *Bolivinita eouvirgeriniformis* Keller, *Anomalina moniliformis* Reuss, *Anomalina cenomantica* Brotz.

В районе г. Михайловки весь ярус сложен песками мощностью 32 м. Близ кровли встречаются крупные сростки песчаных фосфоритов. Восточнее сеноман установлен по периферии Доно-Медведицкого вала, по р. Голубой и в излучине Дона, у хутора Подгорского. Мощность отложений сеноманского яруса достигает здесь 28—36 м. На площади Первомайско-Чирской моноклинали сеноманские отложения подверглись неравномерному, местами полному размыву, в связи с чем мощность их на коротких расстояниях изменяется от 0 до 38 м. Сложены они здесь глауконито-кварцевыми песками, местами с прослоями песчаников.

В северной части Приволжской моноклинали сеноман представлен глауконито-кварцевыми зеленовато-серыми глинистыми песками, местами с прослоями рыхлых песчаников. К востоку и юго-востоку в нижней части разреза появляются алевроиты с прослоями песков и глин. Южнее широты г. Волгограда в разрезе яруса преобладают алевроиты и глины, а выше залегают тонко- и мелкозернистые, сильно глинистые пески с прослоями песчаников и глин. Мощность сеномана колеблется здесь от 40 м на западе и северо-западе до 75 м на востоке и юго-востоке. К югу и юго-западу (по направлению к валу Карпинского) в разрезе возрастает роль песков (вплоть до полного вытеснения остальных пород).

Туронский и коньякский ярусы

Вследствие однообразия литологического состава и недостатка сведений о фауне не везде удастся разделить туронский и коньякский ярусы. Поэтому оба яруса рассматриваются совместно. Распространение, состав и мощности пород показаны на рис. 50.

Почти на всей территории Воронежской антеклизы в основании турон-коньяка залегают конгломерат или слой с желваками и гальками фосфоритов, а выше расположен пласт песчанистого мела мощностью до 1,5 м. Терригенная фракция песчанистого мела близка по минеральному составу к пескам сеномана. Затем следует грубый мел, часто неправильно описываемый как мелоподобный мергель. Верхняя часть разреза сложена мягким писчим мелом, в различной степени обогащенным глинистыми частицами. Макрофауна встречается редко.

В песчанистом мелу встречаются переотложенные пелелиподы сеномана, а также хорошо сохранившиеся туронские иноцерамы. На правом берегу Дона, близ станции Клетская, в данной породе найдены *Lewesiceras* ex gr. *peramplus* (Mant.). Кроме того, в этой же породе и реже в более высокой части разреза по правому берегу Хопра, Медведицы, Иловли и Дона были найдены *Inoceramus inconstans* Woods., *I. crassus* Petr., *I.* ex gr. *striatoconcentricus* Heinz. (non Gümbel), *I. lamarki* Park., *I. latus* Mantell., *Gryphaea* cf. *nikitina* Arkh., *Spondulus spinosus* (Sow.) (определение С. А. Доброва). В грубом мелу фауна встречается очень редко. В мягком глинистом мелу, слагающем верхнюю часть разреза Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали, обнаружены *Inoceramus involutus* Sow., типичные для верхнего коньяка. Зональные виды нижнего коньяка отсутствуют.

В описанном турон-коньякском разрезе отчетливо выделяются два комплекса фораминифер. В песчанистом мелу и в грубом мелу присутствуют *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Bifarina regularis* Keller, *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Stensiöina praeexculpta*

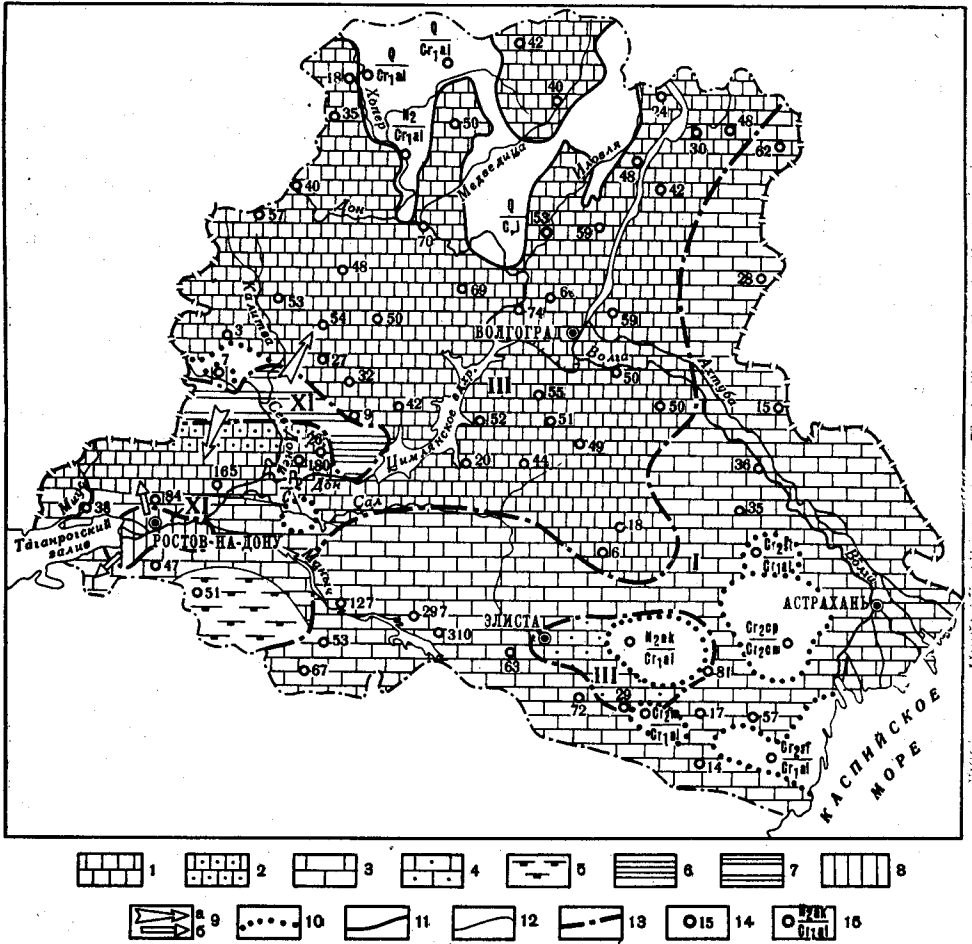


Рис. 50. Литолого-палеогеографическая карта туронского и коньякского веков (поздний мел). Составили Н. С. Морозов и В. М. Орехова

Литологические комплексы: 1 — мел, 2 — мел песчаный с растительными остатками, 3 — известняки, 4 — известняки опесчаненные, детритусовые; 5 — глины известковистые; породы областей размыва: 6 — осадочные обломочные, 7 — осадочные карбонатные, 8 — кислые изверженные и метаморфические; 9 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 10 — древних размывов; 11 — неогеновых и четвертичных размывов; 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — скважина и мощность отложений туронского и коньякского ярусов (м); 15 — отсутствие отложений данного возраста, наложение молодых с перерывом на более древние. Палеогеографические области: I — море, батинальная область; III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

(Keller), *Anomalina ammonoides* (Reuss), *A. kelleri* Mjatl., *A. berthelini* Keller. Этот комплекс свойствен туронскому ярусу. Он встречается совместно с типичными для турона иноцеррами.

В мягком глинистом мелу кроме туронских форм обнаружены *Stensiöina emscherica* Baruschn., *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *A. infrasantonica* Balakhm., *Bolivina eleyi* Cushman, *Cibicides eriksdalensis* Brotz. Данный комплекс в общем менее четкий,

чем первый, так как в нем присутствуют туронские и нижесантонские виды. Однако совместно с перечисленными фораминиферами встречается типичный для коньяка моллюск *Inoceramus involutus* Sow., что позволяет относить вмещающие породы к коньякскому ярусу.

В пределах Хоперско-Медведицкого и Медведицко-Иловлинского междуречий мощность турона и коньяка составляет 20—60 м, увеличиваясь с запада на восток и с севера на юг. Максимальные мощности (70—74 м) приурочены к правобережью Дона от г. Серафимовича до г. Калача-на-Дону и к левобережью р. Дона севернее г. Калача-на-Дону. По направлению к северу мощности обоих ярусов сокращаются более чем вдвое. К югу мощности туронских и коньякских пород также сокращаются вплоть до нуля на северном склоне вала Карпинского и в Северо-Восточном Донбассе.

Сантонский ярус

Площади развития сантонских отложений, их литологический состав и мощности показаны на рис. 51.

В пределах Хоперской моноклинали сантонский ярус располагается на различных горизонтах коньяка и турона, а местами на сеномане. В основании разреза залегают слои с желваками фосфоритов и с редкими фосфатизированными ядрами губок. Выше по разрезу на западе следуют мергели, на востоке — чередующиеся опоки и глины. В фосфоритовом горизонте и в мергелях встречены *Actinocamax verus fragilis* Arkh., а в опоках и глинах — *Belemnitella praecursor* Stoll. Общая мощность сантонских отложений на Хоперской моноклинали возрастает с севера на юг от 10—22 до 25—36 м. В северной части моноклинали развит своеобразный хоперский горизонт. Он сложен чередующимися глинисто-фосфатными породами и бурыми железняками общей мощностью от 0 до 6 м.

О хоперском железорудном горизонте написано много работ, суждения о его возрасте и генезисе различны. Следует в первую очередь отметить работы Н. Х. Платонова (1934, 1958), В. И. Курлаева (1951) и В. П. Семенова (1966). В южной и западной частях площади своего распространения описываемый горизонт подстилается породами сантона, а в северной и восточной — отложениями турона и сеномана.

Возраст хоперского горизонта определялся различными исследователями по-разному: от коньякского до датского века включительно. Мы присоединяемся к мнению В. И. Курлаева о принадлежности данного горизонта нижнему сантону, считая, что эта точка зрения хорошо обоснована фауной.

В. П. Семенов (1966) отмечает, что хоперский горизонт не имеет самостоятельного стратиграфического положения, а является древней корой выветривания карбонатных пород. Фауна в нем определяет не время образования самого горизонта, а время накопления первичных пород, подвергшихся впоследствии выветриванию. В. П. Семенов относит к хоперскому горизонту не только бурые железняки, белые фосфориты, но и покрывающие их породы, которые, по его мнению, отличаются от нижележащих лишь меньшей степенью выветривания. По мнению В. П. Семенова, возраст коры выветривания определяется интервалом от верхнего маастрихта до нижнего палеоцена.

На значительной части площади Терсинской депрессии, Доно-Медведицкого вала и в западной части Приволжской моноклинали сантонские отложения вследствие размыва отсутствуют. В среднем течении р. Медведицы в основании сантона располагаются пески с фосфоритами и губками — так называемый губковый слой. В нем часто

встречаются *Actinocamax verus fragilis* Arkh., ядра губок, реже отпечатки иноцерамов. Выше следуют мергели мощностью до 1,5—2 м с отпечатками *Inoceramus cardissoides* (Goldf.) и рострами белемни-

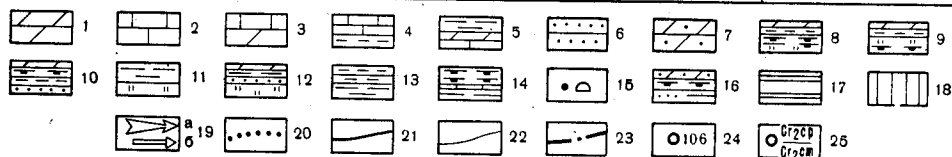
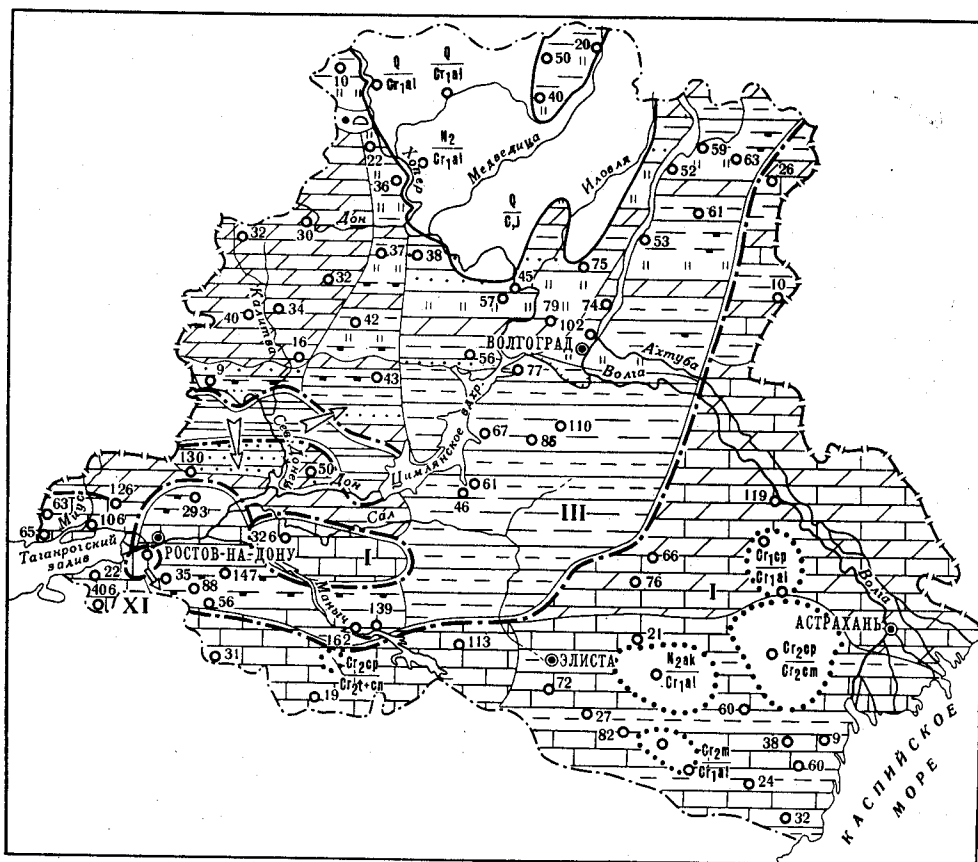


Рис. 51. Литолого-палеогеографическая карта сантонского века (поздний мел). Составили Н. С. Морозов и В. М. Орехова

Литологические комплексы: 1 — мергели, 2 — известняки, 3 — чередование известняков и мергелей, 4 — известняки с прослоями алевролитов, 5 — глины, чередующиеся с мергелями и известняками, 6 — песчаники, 7 — мергели опесчаненные, 8 — мергели, алевролиты, глины, местами известковистые, опоки, 9 — мергели, глины, опоки, глины известковистые, 10 — мергели, известковистые глины, алевролиты, песчаники, 11 — глины с прослоями опок, 12 — мергели, глины, песчаники и опоки, 13 — алевролиты и глины, 14 — глины известковистые с прослоями известняков и алевролитов, 15 — бурые железняки и белые пластовые фосфориты хоперского горизонта, 16 — мергели опесчаненные, глины известковистые, пески глинистые; породы областей размыва: 17 — осадочные карбонатные и обломочные, 18 — кислые изверженные и метаморфические; 19 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 20 — древних размывов, 21 — неогеновых и четвертичных размывов, 22 — литологических комплексов, 23 — палеогеографических областей; 24 — разрыв по скважине и мощность отложений сантонского яруса (м); 25 — отсутствие отложений данного возраста, наложение молодых с перерывом на более древние. Палеогеографические области: I — море, глубокая часть шельфа; II — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

тов, а затем чередующиеся тонкие слои серых опок и темно-серых глин («полосатая серия»). Фораминиферы многочисленны в мергелях, но редки в опоках и глинах, где иногда обнаруживаются радиолярии.

Комплекс фораминифер содержит виды *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *Spiroplectammina rosula* (Ehrenb.), типичные для нижнего сантона. Мощность описанных нижнесантонских пород 25 м. Верхний сантон сложен внизу толщи кремнистыми глинами с тонкими прослоями опок, а сверху — песчаниками.

Общая мощность сантона в Терсинской депрессии составляет 40—50 м, а в северо-западной части Доно-Медведицкого вала (район г. Жирновска) она сокращается до 20 м. Ввиду неясности верхней границы мощность определяется (особенно по скважинам) условно.

По правобережью Дона, близ устья р. Хопра в основании сантона прослеживаются губковый слой, сложенный мергелями с фосфоритами и губками. Этот слой покрывается известковистыми опоками с прослоями глин и с фауной нижнего сантона. Верхний сантон сложен алевролитами и песчаниками, в которых найдена типичная для этого подъяруса *Oxytoma tenuicostata* (Roem.). Мощность сантона составляет здесь 38—45 м.

На юго-западном окончании Доно-Медведицкого вала мощность нижнего сантона сокращается, а в верхней части яруса здесь также встречен вид *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) и, кроме того, верхнесантонский комплекс фораминифер.

В пределах Приволжской моноклинали, по р. Иловле и ее притокам, в основании яруса залегает губковый слой с фосфоритами и губками мощностью 0,1—0,2 м, реже до 0,6 м. Выше по разрезу следуют серые мергели мощностью 15—17 м с тонкими (0,1—0,2 м) прослоями глин. В них встречены *Inoceramus cardisoides* (Goldf.), *Actinocamax verus fragilis* Arkh., *Chlamys cretosa* (Defr.). Еще выше располагается «полосатая серия» чередующихся тонких (0,2—0,5 м) прослоев серых опок и темно-серых глин с теми же фаунистическими остатками, что и в подстилающих слоях, а также с нижнесантонскими фораминиферами. Мощность нижнего сантона здесь равна 25—29 м. К верхнему сантону принадлежат опоки, глины, алевролиты, сверху песчаники. Общая мощность сантона 50—55 м.

На востоке Приволжской моноклинали, в разрезе Николаевской опорной скважины, сантон сложен в нижней части мергелями с прослоями известковистых опок, а в верхней — опоками и глинами, сменяющимися вверх по разрезу алевролитами и алевритами с радиоляриями. Мощность яруса 52 м.

На юге моноклинали в алевролитах и глинах встречены радиолярии *Xiphosphaera irregularis* Lipm., *Tripodictus triacuminata* Lipm., *Rhopalastrum tumidum* Lipm., *Rh. attenuatum* Lipm., *Rh. trigonale* Lipm., *Histiastrium aster* Lipm., *Dictiomitra striata* Lipm. (В. М. Кашлев). Мощность сантона здесь колеблется от 74 до 102 м.

В южной части Приволжской моноклинали от широты Волгограда до р. Курмоярского Аксая мергели нижней части разреза местами замещаются опоками, глины становятся более кремнистыми. Характерно обилие пирита как в рассеянном состоянии, так и в виде скоплений. Комплекс фораминифер обеднен, раковины редки и плохой сохранности. Обычно встречаются радиолярии. Мощность нижнего сантона составляет 30—45 м. Верхний сантон начинается алевритистыми глинами, а заканчивается темно-серыми глинистыми алевритами, местами с прослоями песчаников. Общая мощность сантона увеличивается с северо-запада на юго-восток от 60 до 110 м.

В пределах Первомайско-Чирской моноклинали в разрезе яруса развиты мергели. В районе станиц Казанской и Мигулинской мощ-

ность этих пород составляет 25—30 м. По фораминиферам выделен нижний сантон мощностью 14 м. В разрезе хутора Озерского, близ кровли яруса, найдена *Oxytoma tenuicostata* (Roem.). В районе г. Миллерово к нижнему сантону принадлежат белые мергели мощностью 15 м, а к верхнему — серые мергели мощностью 25 м. В южном направлении возрастает количество терригенного материала в отложениях сантона. Так, в нижнем течении р. Северского Донца развиты песчаные мергели мощностью до 35—50 м с фораминиферами нижнего сантона.

Восточнее, в Тормосинском прогибе и в средней части Казанско-Калачевского поднятия выделяется площадь, где сантон сложен мергелями, известковистыми глинами, опоками и алевролитами. В одной из скважин в 12 км выше устья р. Гнилой в известковистых глинах нижней части разреза встречены *Inoceramus* cf. *cardissoides* (Goldf.), *Chlamys cretosa* (Defr.). Выше в алевролитах присутствуют фораминиферы верхнего сантона. Мощность пород всего яруса 47 м. В разрезе у станицы Скопской к нижнему сантону относятся светло-серые мергели с отпечатками губок и известковистые глины. Мощность этих пород 4 м. В залегающих выше алевролитах присутствует верхнесантонская форма *Oxytoma tenuicostata* (Roem.). Общая мощность сантона равна здесь 41 м.

В районе г. Морозовска разрез сантона начинается мергелями. Выше залегают известковистые, иногда опоковидные глины, затем алевролиты и песчаники. По фораминиферам здесь установлено отсутствие пород нижнего сантона, но севернее эти породы появляются и мощность их быстро возрастает в том же северном направлении.

Кампанский ярус

Площади распространения, состав и мощность кампанских отложений показаны на рис. 52.

В пределах Хоперской моноклинали кампан сложен светло-серыми (мелоподобными) и зеленовато-серыми мергелями, мощность которых растет с севера на юг от 0 до 25 м. К востоку от Хоперской моноклинали происходит постепенное замещение опоками, глинами и песчаниками сначала верхней части, а затем и более глубоких горизонтов мергелей. В основании яруса прослеживаются песчаники с желваками фосфоритов. В породах часто встречаются *Belemnitella* ex gr. *micronata* Schloth. и кампанский комплекс фораминифер. Мощность яруса увеличивается с севера на юг от нуля близ станицы Усть-Бузулукской до 30 м у станицы Слащевской.

Восточнее кампан сохранился от размыва лишь на правом берегу р. Медведицы (к северу от г. Михайловка). В основании его здесь залегает плита грубозернистого песчаника, местами с фосфоритами или гнездами опок, часто с крупными зернами глауконита. Выше следуют глауконито-кварцевые зеленовато-серые пески, иногда с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность указанных пород достигает 55—70 м. Верхняя часть разреза сложена чередующимися слоями алевролитов, песчаных глин, глинистых опок и песчаников мощностью до 20—27 м. Возможно, что верхние слои этих образований относятся уже к маастрихту. Общая мощность кампана достигает 75—97 м. Возраст пород определяется по стратиграфическому положению и по обилию глауконита (последнее является характерным признаком кампанских отложений на соседних участках, где они палеонтологически охарактеризованы). Не исключено, что верхняя пачка относится к зоне *Belemnitella langei* или даже к маастрихту.

В районе Хоперской моноклинали, на правобережье Дона, вблизи устья Хопра, в основании кампана располагается пласт мергеля с фосфатизированными губками. Восточнее положается границы кампана и

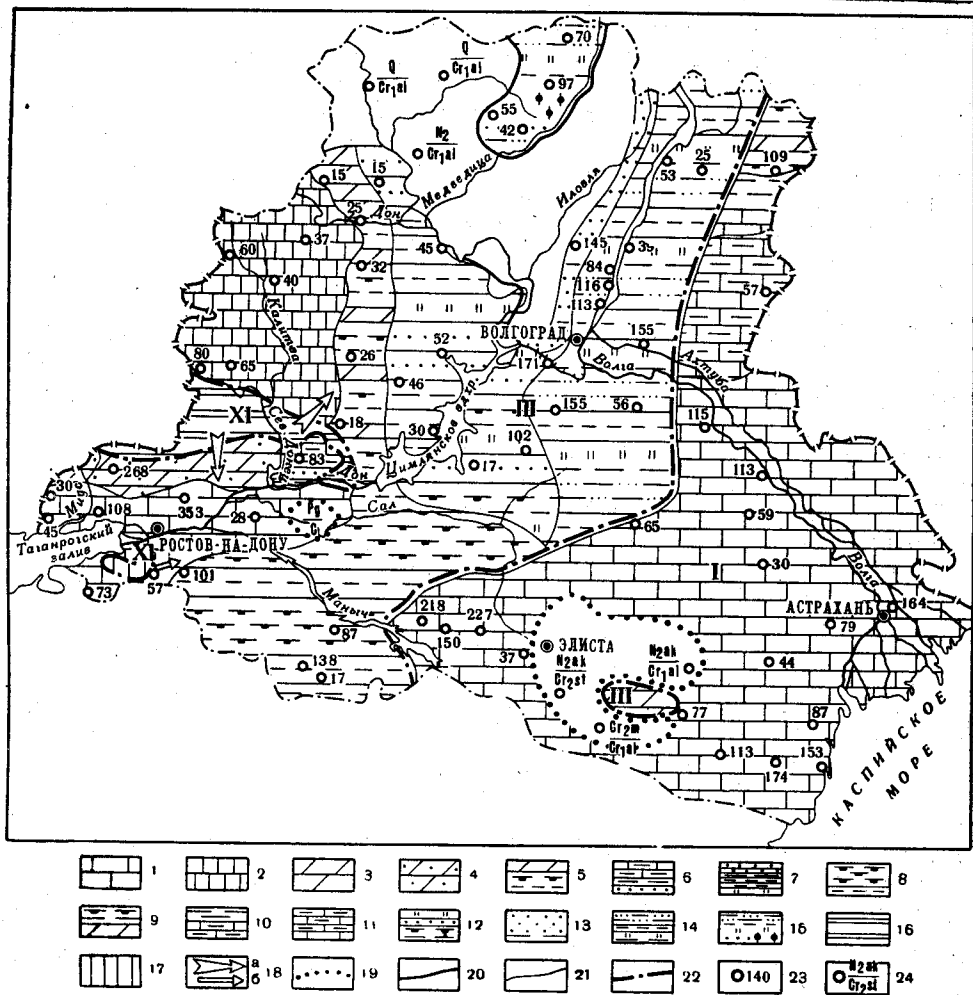


Рис. 52. Литолого-палеогеографическая карта кампанского века (поздний мел). Составили Н. С. Морозов и В. М. Орехова

Литологические комплексы: 1 — известняки, 2 — мел и мелоподобные мергели, 3 — мергели, 4 — мергели опесчаненные, 5 — мергели, глины известковистые и алевролиты, 6 — известняки глинистые, алевролиты и песчаники, 7 — песчаники, глины, алевролиты и опоки, 8 — глины известковистые, алевролиты, 9 — глины, глины известковистые и мергели, 10 — глины, известняки глинистые, 11 — известняки глинистые с подчиненными прослоями известняков, 12 — опоки, песчаники, глины известковистые, глины, 13 — пески с прослоями глин, 14 — глинистые пески, алевролиты, опоки, глины, 15 — глины песчанистые, алевролиты, опоки, пески местами полимиктовые; породы областей размыва: 16 — осадочные карбонатные и обломочные, 17 — кислые изверженные и метаморфические; 18 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 19 — древнего размыва, 20 — неогеновых и четвертичных размывов, 21 — литологических комплексов, 22 — палеогеографических областей; 23 — разрез по скважине и мощность кампанских отложений (М); 24 — отсутствие отложений данного возраста, наложение молодых с перерывом на более древние. Палеогеографические области: I — море, батальная область; III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

сантона не совсем ясное. Видимо, эту границу целесообразно проводить по подошве нижнего слоя глауконито-кварцевого песчаника. Вверх по разрезу на западе залегают известковистые песчаники и пески с *Belemnitella* ex gr. *micronata* Schloth. Восточнее среди

этих пород в разрезе присутствуют глины, в которых у г. Серафимовича обнаружен *Actinocamax mammillatus* (Nilss.). Мощность кампана колеблется от 32 до 45 м. Верхняя его зона по правому берегу Дона отсутствует, и палеоген залегает на размытой поверхности различных слоев мукронатовых отложений.

В восточной части Приволжской моноклинали, на Волго-Иловлинском междуречье, к северу от широты г. Камышина, в кампане прослеживаются глауконитовые пески и песчаники общей мощностью до 60—70 м. В Николаевской опорной скважине (на левом берегу Волги, напротив г. Камышина) кампан начинается песчаниками, выше следуют алевролиты, глины с прослоями опок, вновь алевролиты и глины, а также песчаники. Мощность кампана в этой скважине — 53 м.

В южной части Приволжской моноклинали в основании кампана залегают глауконито-кварцевые пески и песчаники, а вверх — глины с прослоями алевролитов, опок, песков и песчаников. На западных участках данного района, где породы частично размыты, мощность их не превышает 60 м, а в восточных и юго-восточных она равна 84—116 м. Возраст определен по комплексу фораминифер. Кроме того, присутствуют радиолярии. Сходный разрез установлен в районе Волго-Донского канала, где мощность кампана составляет 80—110 м (Галактионов, 1960). Находки *Actinocamax mammillatus* (Nilss.), *Belemnitella mucronata* Schloth. подтверждают кампанский возраст пород. Верхние горизонты этого разреза, сложенные глинами, вероятно, соответствуют уже зоне *Belemnitella langei*. В районе г. Волгограда мощность пород этой зоны составляет 20 м.

К югу от Волго-Донского канала в строении кампана участвуют глины, алевролиты, опоки, пески и песчаники. Соотношения этих пород на различных участках неодинаковы. По мере движения с запада на восток возрастает роль глин, алевролитов и соответственно сокращается роль песков и песчаников. Общая мощность кампана составляет здесь 59—181 м.

В нижней большей части описанного разреза содержится комплекс фораминифер *Anomalina taylorensis* Carsey, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Bolivinooides decoratus* (Jones), *Beisselina quiagrenensis* (Weiss.) и др. Этот комплекс свойствен двум нижним зонам кампана. В глинах, залегающих в кровле яруса, встречается комплекс фораминифер зоны *Belemnitella langei*.

На площади Первомайско-Чирской моноклинали, по правобережью р. Дона и по притокам Северского Донца (рекам Глубокой, Калитве, Быстрой) литологический состав кампанских отложений изменяется с запада на восток. На западе кампан сложен мягким псичим мелом и грубым мелом («мелоподобными мергелями»), а также светло-серыми мергелями. Местами наблюдается обилие трещин, а вблизи кровли — сильное окремнение пород. А. П. Кичаповым (1938) в этих породах найдены *Goniotoothis quadrata* Blv., *Belemnitella mucronata* Schloth. и другие фаунистические остатки. Близ кровли появляются фораминиферы комплекса, типичного для зоны *Belemnitella langei*. Мощность яруса достигает здесь 80 м. По мере движения к востоку от бассейна р. Калитвы мел и мергель постепенно замещаются глинами, алевролитами и песчаниками, в которых обычно содержатся только радиолярии.

Наличие *Belemnitella mucronata* Schloth., *Inoceramus* cf. *balticus* Bohm. и типичного комплекса фораминифер позволяет выделить мукронатовую зону. Зона *Belemnitella langei* установлена по находкам зонального вида (Е. П. Коновалов, Г. С. Фрадкин), определенного Д. П. Найдиным. Этот же вид обнаружен Ю. П. Никитиной в керне скважин, пробуренных у хутора Покровского, в районе Первомайско-

Чирской моноклинали (В. Г. Ананьев и др.). По комплексу фораминифер присутствие зоны *Belemnitella langei* доказывается для многих разрезов.

Маастрихтский ярус

Маастрихтские отложения слагают восточную часть Волго-Иловлинского и Волго-Донского водоразделов в пределах Приволжской моноклинали. В Николаевской опорной скважине в основании маастрихта залегают глины с зернами глауконита и с фосфоритами, затем следуют мергели и известковистые глины. Мощность маастрихта здесь равна 26 м. Площади распространения, состав и мощности маастрихтских пород показаны на рис. 53.

На правом берегу р. Волги, у с. Караванки, вскрыты алевролиты, покрывающиеся кварцевыми песками с *Belemnitella lanceolata* Schloth. К юго-западу от с. Горного Балыклея маастрихтские отложения выходят на поверхность. В основании их здесь залегает галечник или песчаник с гальками кремня, фосфоритов и песчаников. Выше лежат зеленовато-серые глауконито-кварцевые пески с *Belemnitella lanceolata* Schloth. К востоку от линии, проходящей через с. Давыдовку и станцию Гумрак в основании маастрихта прослеживается конгломерат или галечник из галек фосфоритов. Выше располагаются глины, в западной части опоковидные, к востоку сильно известковистые с *Belemnitella lanceolata* Schloth. и характерным комплексом фораминифер: *Spiroplectamina suturalis* (Kalin.), *S. kelleri* Dain, *Bolivinoides draco* (Marss.), *Bolivina incrassata* (Reuss), *B. decurrens* (Ehrenb.), *Neoflabellina* cf. *reticulata* (Reuss) и др. (определяет А. И. Сарычевой и Г. Н. Швембергер). Мощность глин достигает 20 м.

Над глинами залегают мелкозернистые глауконито-кварцевые пески с прослоями песчаников, а также сильно известковистых алевролитов. Наличие фораминифер *Reussella minuta* Marss. и *Anomalina danica* Brotz. свидетельствует о том, что эти породы относятся к верхним горизонтам маастрихта. В восточном и юго-восточном направлениях маастрихтские отложения обогащаются глинистыми и известковистыми частицами, а на левом берегу Волги развиты уже карбонатные глины и мергели.

К югу от широты г. Волгограда до р. Курмоярского Аксяя, а также к востоку до Сарпинских озер маастрихт сложен глинами и алевролитами с прослоями песчаника на западных участках. А. Ш. Шафиро обнаружил в алевролитах *Belemnitella lanceolata* Schloth. и *Gryphaea praesinzowi* (Arkh.). Кроме того, здесь присутствует типичный для маастрихта комплекс фораминифер. Мощность пород у Сарпинских озер достигает 68 м, а к западу уменьшается в связи с неравномерным размывом.

На территории Первомайско-Чирской моноклинали по долинам рек Митякинки и Полной в основании маастрихта залегает сильно окремненный ожелезненный мергель (мощностью 0,1—0,7 м) с желваками фосфоритов, галькой кремня и ядрами фосфатизированных губок. Выше лежат глинистые мергели с *Belemnitella lanceolata* Schloth. На междуречье Деркул — Глубокая происходит постепенное замещение этих мергелей известковистыми глинами и песчаниками. В обнажениях по склону долины р. Глубокой найдены *Discoscaphites* cf. *constrictus* Sow., *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Chlidonophora gracilis* (Schloth.), *Carneithyris carnea* (Sow.). Кроме того, обнаружен характерный для маастрихта комплекс фораминифер. Мощность

маастрихта в Первомайско-Чирской моноклинали возрастает с севера на юг от 0 до 80—82 м. А. П. Кичапov (1938) установил, что восточнее устья р. Митякинки в верхней части маастрихтского разреза присутствуют опоки и опоковидные песчаники.

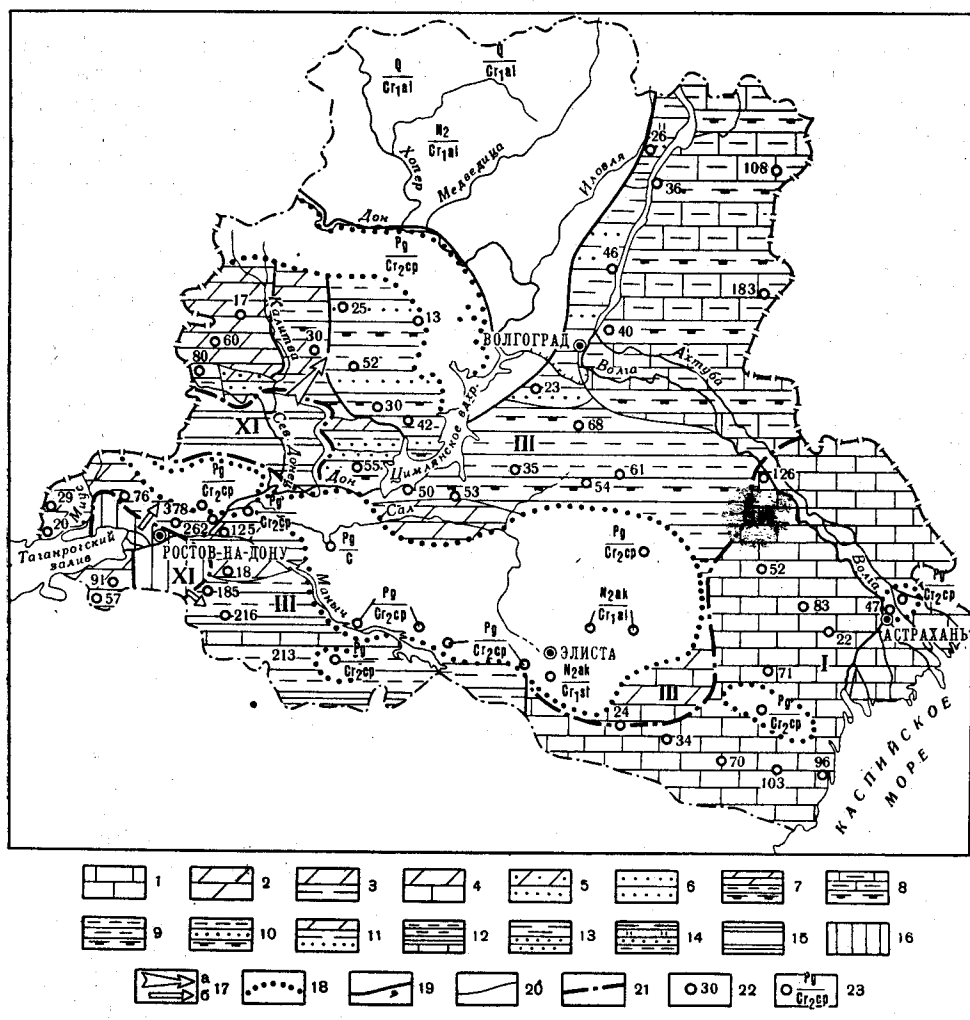


Рис. 53. Литолого-палеогеографическая карта маастрихтского века (поздний мел). Составили Н. С. Морозов и В. М. Орехова

Литологические комплексы: 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — мергели, глины, 4 — мергели, известковистые, 5 — мергели опесчаненные, пески, 6 — песчаники, 7 — мергели, алевролиты, глины известковистые, 8 — известняки глинистые с подчиненными прослоями известковистых глин, 9 — алевролиты с подчиненными прослоями известковистых глин, 10 — алевролиты, песчаники, известковистые глины, 11 — мергели, глины, песчаники, 12 — алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами и известняками, 13 — глины, песчаники и пески, 14 — опоки, чередующиеся с глинами, песчаниками и алевролитами; породы областей размыва: 15 — осадочные карбонатные и обломочные, 16 — изверженные и метаморфические; 17 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 18 — древних размывов, 19 — неогеновых и четвертичных размывов, 20 — литологических комплексов, 21 — палеогеографических областей; 22 — разрез по скважине, мощность маастрихтских отложений (М); 23 — отсутствие отложений маастрихтского возраста, наложение более молодых на более древние с перерывом. Палеогеографические области: I — море, батальная область; III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; XI — возвышенные равнины, плато, нагорья

Аналогичное изменение состава пород маастрихта прослеживается и по левым притокам р. Калитвы. В нижнем течении р. Большой развиты внизу песчаные мергели с *Belemnites lanceolata* Schloth.,

а сверху — известковистые песчаники с прослоями песков. В верховьях р. Калитвенец в песчаниках встречена *B. lanceolata* Schloth. Мощность маастрихта в данном районе возрастает с севера на юг от 15—20 до 50—70 м.

Восточнее маастрихтские отложения имеют уже иной состав. Мергели постепенно замещаются известковистыми глинами и алевролитами. Типичен в этом отношении разрез скважины на междуречье Гнилой и Быстрой, в 15 км северо-западнее г. Морозовска. В нижней части располагаются мергели мощностью 20 м с характерными фораминиферами лянцеолятовой зоны. Выше залегают известковистые глины с той же фауной (мощность 23 м), а еще выше известковистые алевролиты мощностью 9 м. В последних обнаружен комплекс фораминифер с *Reussella minuta* (Mars.) Общ. мощность маастрихта 52 м.

Еще далее на юг, в верхнем течении р. Кагальника, маастрихт сложен песчанистыми мергелями, глинами и песчаниками, а южнее, у хуторов Бемянского и Воробьевского, — только песчаниками мощностью 55 м. Между р. Аксенец и Цимлянским водохранилищем маастрихту принадлежат песчанистые, сильно известковистые глины с прослоями песчаников.

Таким образом, в пределах Первомайско-Чирской моноклинали маастрихтские отложения на севере уничтожены размывом, а в центре и на юге сложены различными по литологическому составу породами: с севера на юг наблюдается замещение карбонатных пород глинисто-песчаниками, что можно объяснить приближением к источникам сноса.

Основные разрезы верхнемеловых отложений Воронежской антеклизы приведены на рисунках 54 и 55.

Прикаспийская синеклиза

Часть Прикаспийской синеклизы, входящая в рассматриваемую территорию, подразделяется в настоящей работе на четыре тектонические зоны (см. главу «Тектоника»): Эльтонско-Баскунчакскую, Ушаковско-Быковскую, Волго-Сарпинскую и Астраханскую. Верхнемеловые отложения синеклизы описываются отдельно по двум районам. Первые три из указанных зон образуют область солянокупольной тектоники и составляют один район. Астраханская зона соответствует другому району.

Область солянокупольной тектоники

В области солянокупольной тектоники верхний мел распространен почти повсеместно, за исключением небольших участков в центральных частях соляных куполов, где они размыты. Верхний мел нигде не выходит здесь на дневную поверхность и потому изучен лишь по материалам бурения. В разрезе выделяются все ярусы верхнемелового отдела от сеноманского до датского.

Сеноманский ярус

В северо-восточных районах Волгоградского Заволжья, западнее пос. Палласовка, сеноман сложен известковистыми алевролитами с прослоями глин и песчаников. Здесь встречены фораминиферы *Gümbelina senomana* (Keller), *Anomalina senomanica* Brotz., *A. globosa* (Brotz.), *Cibicides jarzevae* Vass., *Marginulina* ex gr. *jonesi* Reuss, *Globigerina infracretacea* Glaessn. (определения А. И. Сарычевой). Этот комплекс относится к нижнему сеноману. Мощность описанных

пород достигает 89 м. В разрезе скв. 29 близ пос. Палласовка установлены породы верхнего сеномана. Они сложены мергелями с фораминиферами: *Anomalina berthelini* Keller, *A. globosa* (Brotz.), *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Pseudospiroplectamina* cf. *plana* Gorb. (определения А. И. Сарычевой).

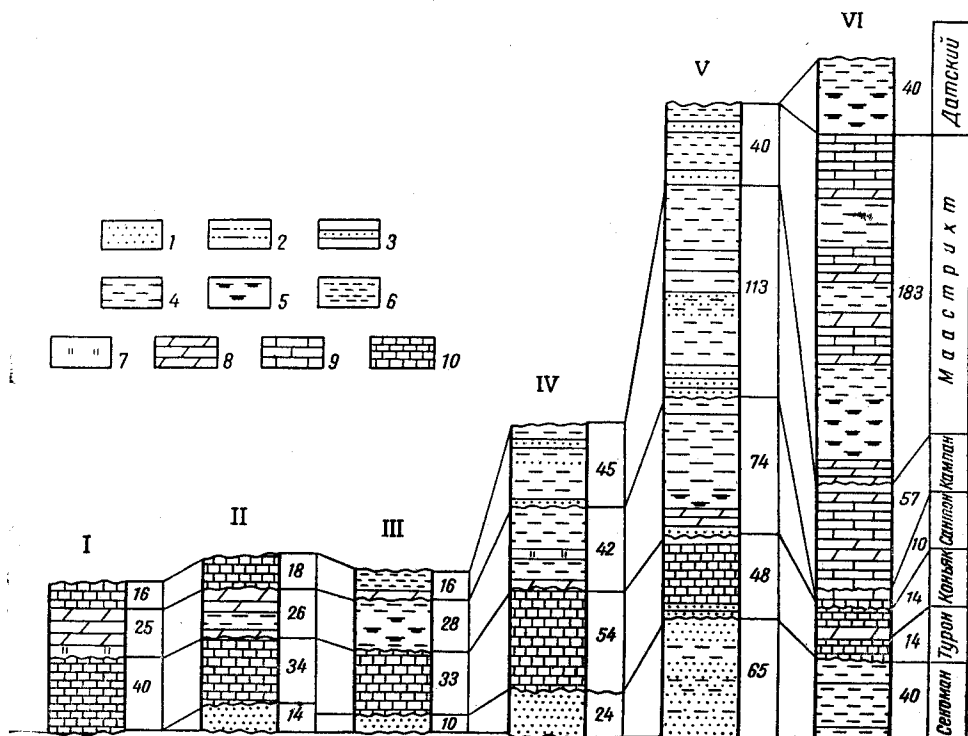


Рис. 54. Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений в широтном направлении по линии станица Мигулинская — оз. Эльтон (составил Н. С. Морозов)

Разрезы: I — станица Мигулинская, II — станица Базковская, III — хутор Рыбный, IV — по линии от г. Серафимовича до станицы Клетской; V — гора Дубовка на Волге, скв. 41; VI — Эльтонская опорная скважина I
1 — пески; 2 — пески глинистые и глины песчаные; 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — глины известковистые; 6 — алевролиты; 7 — опоки; 8 — мергели; 9 — известняки; 10 — мел, мелоподобные мергели. Мощность указана в м

На левобережье р. Волги, в районе пос. Быково, близ г. Волжского и станицы Паромной сеноман начинается песчаниками. Выше залегают глины, на них алевроиты и алевролиты, а близ кровли прослеживаются пески с прослоями алевролитов. В породах содержится комплекс фораминифер нижнего сеномана, аналогичный приведенному выше. Общая мощность подъяруса составляет здесь 65—95 м. К югу и юго-востоку от г. Волгограда мощность нижнего сеномана вследствие неравномерного размыва резко колеблется от 24 до 80 м.

В разрезе Эльтонской опорной скважины к нижнему сеноману принадлежат (снизу вверх): алевролиты (5 м), глины (18 м) и алевролиты (17 м) с типичными фораминиферами. В районе Халганской площади сеноман сложен известковистыми алевролитами и глинами, а близ с. Соленое Займище — чередующимися песчаниками и мергелями. Возраст пород определяется по находкам *Anomalina senomanica* (Brotz.),

A. insertus Orb., *A. baltica* Brotz. и др. (определения Г. Н. Швембергер). Мощность сеномана в районе Халганской площади составляет 37—69 м, а у с. Соленое Займище — 36 м.

Туронский и коньякский ярусы

В районе пос. Палласовка разрез этих ярусов начинается светло-серыми мергелями с зернами глауконита и фосфоритов в основании.

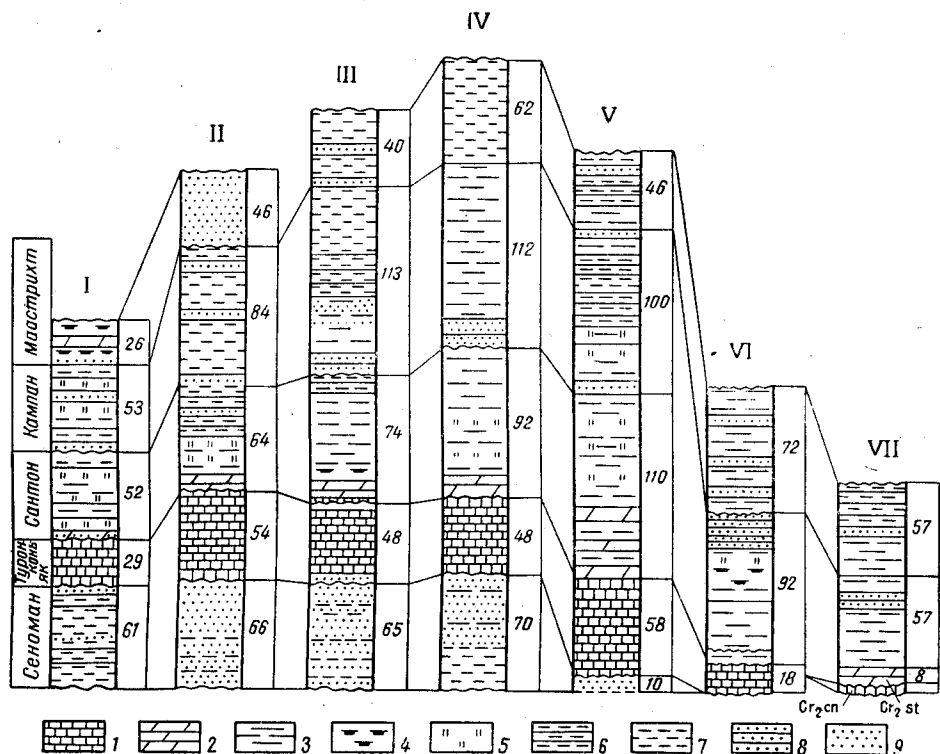


Рис. 55. Сопоставление разрезов верхнемеловых пород в субмеридиональном направлении в пределах восточной части Приволжской моноклинали и северного склона вала Карпинского (составил Н. С. Морозов)

Разрезы: I — Николаевская опорная скважина 2, левый берег р. Волги, напротив г. Камышина; II — скв. 1, с. Горно-Водяное; III — скв. 41, гора Дубовка на Волге; IV — северная окраина г. Волгограда; V — скв. 22, водораздел рек Дона и Волги в верховьях р. Мышковой; VI — скв. 101, в 9 км северо-восточнее г. Котельниково; VII — скв. 102, в 15 км юго-западнее г. Котельниково

1 — мел и мелоподобные мергели; 2 — мергели; 3 — глины; 4 — глины известковистые; 5 — опoki; 6 — алевролиты; 7 — алевроиты; 8 — песчаники; 9 — пески. Мощность указана в м

Выше залегают мергели белые, близкие к грубому мелу, или серые, с большим количеством мелких обломков призматического слоя иноцерамов. Некоторые прослои сложены мягким писчим мелом. Мощность обоих ярусов в западных районах Палласовской площади составляет 22—48 м, а в восточных достигает 72 м (в том числе мощность турона до 45 м, а коньяка до 27 м).

Южнее, на широте г. Камышина, турон и коньяк сложены белым писчим мелом, местами зеленовато-серыми мергелями или белыми известняками. Мощность этих пород различна — от 18 до 75 м, что объясняется глубоким неравномерным размывом. Иногда вследствие размыва отсутствует весь верхний мел. В разрезе Эльтонской опорной скважины встречены известняки мощностью 28 м.

В районе с. Соленое Займище, а также на Халганской площади в основании турона встречен конгломерат. Выше залегают известняки, местами с прослоями известковистых глин. Мощность этих пород составляет 21—36 м.

В пределах всей западной части Прикаспийской синеклизы в керне турон-коньякская макрофауна не встречена, а по комплексу фораминифер в разрезах выделяются верхний турон и коньяк. Для турона наиболее типичны *Anomalina praeexsculpta* (Keller), *A. ammonoides* (Reuss), *Bolivinita eowigeriniformis* Keller, *Spiroplectammina praelonga* (Reuss), а для коньяка — *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *Stensiöina emscherica* Baruschn., *S. exsculpta* (Reuss).

Сантонский ярус

Сантонские отложения в районе пос. Палласовка начинаются известняками или светло-серыми (местами темно-серыми) мергелями, в подошве с гальками фосфоритов. Выше располагаются чередующиеся известковистые глины и мергели, а затем только глины, которые сверху переслаиваются с опоками. Заканчивается разрез известковистыми опокovidными глинами с микрозернистым рассеянным пиритом и с зернами глауконита. Мощность сантона колеблется здесь от 26 до 57 м (см. рис. 51).

На левобережье р. Волги севернее г. Камышина в основании сантона прослеживается тонкий слой мергеля с фосфоритами и отпечатками губок. Выше залегают мергели с прослоями глин, затем — чередующиеся опоки и глины. Эти породы относятся к нижнему сантону. Верхний сантон сложен внизу и сверху сильно алевритистыми глинами, а в средней части — алевролитами с прослоями алевритов. Мощность сантона резко колеблется вследствие того, что он неравномерно размыт на отдельных участках в предпалеогеновое и предакчагыльское время. Мощность нижнего сантона меняется от 6 до 27 м, верхнего — от 18 до 60 м.

В разрезе Эльтонской опорной скважины к сантону принадлежат известняки с прослоями мергелей, содержащие комплекс фораминифер нижнего подъяруса. Мощность этих пород равна 10 м. На Халганской площади сантон представлен известняками.

Во всех описанных разрезах нижний сантон выделяется по комплексу фораминифер, в котором присутствуют *Anomalina infrasantonica* Valakhm., *Ataxophragmium variabilis* (Orb.), а верхний сантон — по наличию *Ataxophragmium orbignyanaeformis* Mjatl., *Plectina convergens* (Keller), *Anomalina stelligera* Marie. В районе с. Соленое Займище к сантону отнесены по сопоставлению электрокаротажных диаграмм чередующиеся песчаники, глины и мергели общей мощностью 119 м.

Кампанский ярус

Породы кампанского яруса в районе пос. Палласовка местами уничтожены предакчагыльским размывом. На левом берегу Волги, близ устья р. Еруслана, в основании кампана залегают конгломерат, выше — чередующиеся слои известковистых глин и глинистых опок (15 м), затем глины (23 м). Заканчивается кампан чередующимися мергелями и известковистыми глинами. Общая мощность яруса 43 м.

В разрезе скв. 29 у пос. Палласовка кампан в нижней части сложен мергелями мощностью 25 м с прослоями сильно известковистых глин, с галькой фосфоритов в подошве. Выше располагаются серые

глины, местами сильно известковистые, переходящие в мергели; мощность их 84 м. Общая мощность кампана в данном разрезе равна 109 м.

В глинах и мергелях очень много остатков фораминифер: *Orbygnyna inflata* (Reuss), *Bolivinooides decoratus* (Iones), *Anomalina monterelensis* Marie, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Pullenia dampelae* Dain (определения А. И. Сарычевой). Встречены также радиоларии *Spongoprimum articulatum* Lipm., *S. angustum* Lipm., *S. crassum* Lipm., *Dictomitra striata* Lipm., *Histiastrum cruciferum* Lipm. (определения Н. В. Акимовой).

Интересен комплекс фораминифер зоны *Belemnitella langei* (по данным А. И. Сарычевой). В нижней части этой зоны встречены *Ammidiscus incertus* Orb., *Rzehakina volganica* Kuzn., *Orbygnyna ovata* (Nag.), *O. sacheri* Reuss, *Ataxophragmium compactum* (Brotz.), *Beisselina aquisgranensis* (Reuss), а в верхней части зоны обнаружены *Anomalina monterelensis* Marie, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. voltzianus* (Orb.).

На левобережье р. Волги в разрезе кампана можно выделить снизу вверх четыре пачки: песчаники и алевролиты; опоки и глины; песчаники и алевролиты; глины. Породы кампана подверглись здесь неравномерному, местами полному размыву. Мощность их меняется от 0 до 40 м.

Кампанские отложения вскрыты многими скважинами к югу и юго-востоку от г. Волгограда, в районе городов Ленинска, Красноармейска, пос. Светлый Яр, а также близ Сарпинских озер. Нижняя граница кампана на этих участках проводится по подошве пласта песчаника мощностью 1—2 м. На нем залегают чередующиеся слои опоковидных глин и известковистых опок общей мощностью 60—70 м. Выше лежат глины опоковидные, в различной степени известковистые и алевролитистые, с прослоями кварцевых алевролитов. В породах кампана содержится большое количество остатков фораминифер, аналогичных названным выше. Общая мощность яруса резко колеблется: на соляных куполах она не превышает 27 м, а в межкупольных участках достигает 235 м. Мощность пород зоны *Belemnitella langei* составляет 12—35 м.

В разрезе Эльтонской опорной скважины кампан имеет мощность 57 м и сложен в нижней части известняками, а в верхней — мергелями. Кампанские отложения также вскрыты на Халганской площади и в районе с. Соленое Займище (скв. 2). Отложения квадратовой и мукронатовой зон представлены известняками с многочисленными стилолитовыми швами и трещинами, выполненными кальцитом. В отдельных случаях породы кампана залегают непосредственно на альбе, причем в основании их прослежены гальки и желваки фосфоритов, а также окатанные обломки известковистого песчаника. В районе с. Соленое Займище известняки чередуются с темно-серыми мергелями и с известковистыми глинами.

В породах много фораминифер. Наиболее типичны *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* (Orb.), *A. taylorensis* Carsey, *Bolivinooides decoratus* (Iones), *B. miliaris* Hilt. et Koch., *Buliminella laevis* Reuss, *Bolivina kalinini* Vass., *Cibicides aktulagayensis* Vass. (определения А. И. Сарычевой и Г. Н. Швембергер). Мощность отложений квадратовой и мукронатовой зон в районе Халганской площади равна 15—16 м.

Породы зоны *Belemnitella langei* в большинстве случаев сложены черными глинами с прослоями мергелей и известняков. В верхней части разрез становится иногда полностью известняковым или известняково-

мергельным. В образцах глин А. И. Сарычевой обнаружены фораминиферы *Ammodiscus incertus* Orb., *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.), *Heterostomella cuneata* Sand., *Plectina convergens* (Keller), *Hagenowella obesa* (Reuss), *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Rzehakina volcanica* Kuzn. Мощность пород описанной зоны составляет 15—50 м на Халганской площади и 113 м в скважине у с. Соленое Займище.

Маастрихтский ярус

Маастрихтские отложения представлены в районе пос. Палласовка серыми, в отдельных прослоях темно-серыми известняками, внизу сильно глинистыми, общей мощностью до 105 м. Западнее маастрихт отсутствует в разрезах некоторых скважин, а в других мощность данного яруса резко уменьшается в связи с предакчагыльским размывом.

В районе с. Иловатки и хутора Николаевского маастрихт начинается светло-серыми мергелями мощностью 5—17 м. Выше залегают глинистые известняки и мергели с прослоями глин или известковистые глины. Общая мощность резко изменяется (от 0 до 55 м), что является следствием предпалеогенового и предакчагыльского размывов. В районе пос. Быково, близ соляного купола, маастрихтские отложения размыты, но западнее, ближе к борту Прикаспийской синеклизы, они имеются и представлены известковистыми глинами и песчаниками мощностью до 10 м (см. рис. 53).

К северо-востоку и юго-востоку от г. Волгограда (район городов Дубовки, Ленинска и пос. Светлый Яр) к маастрихту относятся мергели и глинистые известняки, местами с прослоями известковистых глин. Мощность яруса изменяется от 0 до 60 м в зависимости от размывов, а также от местоположения разреза (на соляном куполе или на межкупольном участке).

В описанных породах, особенно в карбонатных, много фораминифер. По данным А. И. Сарычевой, наряду с широко распространенными видами присутствуют *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Bolivinaoides draco* (Marss.), *Bolivina decurrens* (Ehrenb.), *B. incrassata* var. *incrassata* (Reuss), *Eponides conspectus* Vass., *Stensiöina prae-caucasica* Vass., *S. gracilis* (Marss.) и др., типичные для ланцеолятовой зоны.

В разрезах ряда площадей области солянокупольной тектоники (Ленинской, Светлоярской и др.) А. И. Сарычевой определен комплекс фораминифер, соответствующий верхней зоне маастрихта, — зоне *Belemnitella americana*. Кроме отмеченных выше видов, в этой зоне встречаются *Anomalina midwayensis* (Plum.), *A. welleri* var. *laevis* Vass., *A. danica* Brotz., *Pseudotextularia varians* Rzehak.

В разрезе Эльтонской опорной скважины, по данным А. Н. Ивановой, Н. И. Усковой и Т. Н. Хабаровой, ланцеолятовая зона в нижней части сложена мергелями, в средней — глинами, а в верхней — вновь мергелями. К американовой зоне относятся в нижней части мергели, чередующиеся с глинами и опоками, а в верхней — мергели и известняки. В породах встречаются фораминиферы *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Anomalina praecuta* Vass., *Bolivina incrassata* var. *crassa* Vass. Общая мощность маастрихта в Эльтонской скважине равна 183 м.

В районе с. Соленое Займище маастрихт начинается светло-серыми известняками с прослоями мергелей и сидерита, а заканчивается мергелями. На остальной территории Прикаспия маастрихт сложен известняками с прослоями зеленых известковистых глин. Маастрихтский

возраст пород определяется по фораминиферам: *Bolivina incrassata* Reuss, *Reussella minuta* (Marss.), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Eponides mosquini* (Keller), *Cibicides spiro-punctatus* Gall. et Mogg., *Stensiöina gracilis* (Marss.), *S. praecaucasica* Vass. Мощность маастрихта в скважине у с. Соленое Займище равна 126 м, в районе Халганской площади 90 м.

Датский ярус

К датскому ярусу в разрезе скважины у станции Палласовка относятся светло-серые мергели и опоки с галькой фосфоритов в основании. Мощность датского яруса 9 м. В Эльтонской опорной скважине в нижней части залегают чередующиеся зеленовато-серые мергели и опоковидные глины, сверху — опоковидные глины. Общая мощность пород равна 40 м. Комплекс фораминифер *Stensiöina caucasica* (Subb.), *S. whitei* (Mogoz.), *Anomalina caucasica* Mogoz., *A. affinis* Hanfck., *Globigerina triloculinoidea* Plum., *Bolivinita exiqua* Glaessn. и других свидетельствует, по мнению Т. Н. Хабаровой, о датском возрасте пород. В районе с. Соленое Займище развиты темно-серые известковистые глины с ходами илоедов и сростками пирита. Для пород датского яруса здесь характерны фораминиферы *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Stensiöina caucasica* (Subb.), *S. whitei* (Mogoz.), *Anomalina danica* Brotz., *A. caucasica* Mogoz., *Heterostomella gigantea* Subb., *Neophlabellina cf. reticulata* (Reuss) (определения А. И. Сарычевой, Т. Н. Хабаровой, Г. Н. Швембергер).

На Халганской площади к датскому ярусу относятся серые и зеленовато-серые известняки, местами с гнездами грубозернистого песка и с мелкой окатанной галькой. Мощность датских отложений в скважине у с. Соленое Займище составляет 89 м, на Владимировской и Халганской площадях — от 8 до 20 м.

Некоторые из описанных разрезов верхнемеловых отложений Прикаспийской синеклизы показаны на рисунках 54 и 56.

Астраханская зона

В этой зоне выделяются все ярусы от сеноманского до датского включительно (см. рис. 49—53).

Сеноманский ярус

Сеноманские отложения в данном районе подвергались размыву и сохранились лишь в районе сел Замьяны и Кирикили (см. рис. 49). В скважинах Замьяновской площади они залегают с перерывом на породах альба, а покрываются отложениями сантона. Разрез сеномана начинается глауконито-кварцевыми алевролитами мощностью 6 м. Выше лежат глины зеленовато-серой окраски с прослоями алевролитов и мергелей. Кверху алевролиты и глины становятся известковистыми и постепенно замещаются мергелями, а последние — известняками. В породах присутствует комплекс фораминифер: *Gaudryina rugosa* Orb., *Arenobulimina presli* (Reuss), *Marginulina* ex gr. *jonensia* Reuss, *Gyroidina* aff. *nitida* (Reuss), *Anomalina cenomanica* (Brotz.), *Gümbelina cenomana* (Keller) (определения А. И. Сарычевой и В. А. Шохиной). Мощность яруса изменяется от 6 до 20 м.

На Кирикилинской площади сеноманские отложения мощностью 9 м условно выделены Я. С. Эвентовым, Э. Б. Мовшовичем и А. И. Сарычевой (1960) по сопоставлению со скважинами Промысловской пло-

щад и по положению их в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями турона и альба. Нижняя и верхняя границы сеномана отражают следы размыва.

Я. С. Эвентов (1960а) условно отнес к сеноману известняки мощностью 2 м в разрезе Астраханской опорной скважины (интервал 880—882 м). А. Н. Иванова и Т. Н. Хабарова, не отрицая возможности присутствия пород сеномана в Астраханской опорной скважине, подчеркивают, что данных для их фаунистического обоснования не имеется.

Туронский и коньякский ярусы

Выделение отложений этих ярусов основано на изучении фораминифер. Присутствие коньякских фораминифер отмечено лишь в разрезах единичных скважин Красноярской, Кирикилинской и других площадей, а также в Астраханской опорной скважине. Турон и коньяк сложены одинаковыми по литологическому составу породами, фаунистически подразделяются с трудом и потому описываются совместно. Площади распространения, состав и мощности отложений турона и коньяка показаны на рис. 2. Залегают они на размытой поверхности верхнего альба или сеномана. В том и в другом случае их нижняя граница отчетливая.

В основании турона расположен слой белого песчанистого известняка мощностью 0,2—0,25 м с зернами глауконита и галькой фосфорита. Выше залегают белые плотные известняки со стилолитовыми швами, выполненными кальцитом или зелеными глинами. В них встречаются прослой и линзы серых мергелей и тонкослоистых глин.

В скважинах Красноярской площади А. И. Сарычевой и Т. М. Забелиной определены фораминиферы турона *Stensiöina praeexsculpta* (Keller), *Arenobulimina presli* (Reuss), *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Cibicides polyrraphes* var. *polyrraphes* (Reuss), *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Globigerinella arpera* (Ehrenb.), *Rugoglobigerina prediperia* (Subb.), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller и др.

В разрезах скважин Красноярской и Кирикилинской площадей залегают известняки со стилолитовыми швами и с прослоями зеленовато-серых мергелей, в которых содержатся коньякские фораминиферы *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Stensiöina emscherica* var. *emscherica* Baryschn., *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *A. praeinfrasantonica* Mjatl., *Cibicides eriksdalensis* Brotz. Данный микрофаунистический комплекс, а также положение пород в разрезе ниже хорошо обоснованного сантонского яруса позволяет рассматривать их возраст как коньякский.

В Астраханской опорной скважине в отложениях коньякского яруса В. П. Василенко обнаружен комплекс фораминифер: *Globorotalites* cf. *multiceptus* Brotz., *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Eponides whitei* Brotz., *Cibicides* ex gr. *eriksdalensis* Brotz.

По данным В. К. Кузьминой, туронские отложения вскрыты скважинами в районе с. Тинаки. Здесь в известняках найдены фораминиферы *Bolivinita* aff. *eouvigeriniformis* Keller, *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Stensiöina praeexsculpta* (Keller), *Spiroplectamina prae-longa* Reuss.

На Разночиновской площади к турону и коньяку отнесены по сопоставлению с разрезом Красноярской площади известняки и мергели мощностью 30 м. На Курчанской площади разрез турон-коньяка аналогичен, мощность его колеблется от 5 до 33 м.

Сантонский ярус

Отложения сантонского яруса распространены повсеместно (см. рис. 51). В большинстве разрезов сантон залегает на размытой поверхности отложений различного возраста (от альба до коньяка). Контакт с глинами альба или алевролитами сеномана очень резкий, фиксируется на электрокаротажных диаграммах повышением КС и снижением ПС. На контакте с отложениями турона — коньяка граница выражена нечетко. По комплексу фораминифер, а также по литологическим особенностям в сантоне можно выделить нижний и верхний подъярусы.

Нижний подъярус. В северной части Астраханских поднятий он представлен белыми мелоподобными, очень плотными известняками мощностью до 35 м, содержащими фораминиферы *Anomalina thalmani* (Brotz.), *A. infrasantonica* Balakhm., *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Bulimina ventricosa* Brotz., *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.), (определения А. И. Сарычевой и Т. Н. Хабаровой).

Верхний подъярус. В нижней части сложен преимущественно зеленовато-серыми мергелями с тонкими прослоями известняков (мощностью до 0,5 м) и прожилками зеленых глин. Выше залегают пелитоморфные известняки белой или серовато-синей окраски, в некоторых прослоях полосчатые. В них много трещин различного направления, заполненных зелеными глинами. К мергелям и известнякам верхнего сантона приурочен богатый комплекс фораминифер: *Gaudryina laevigata* Franke, *G. rugosa* (Orb.), *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Arenobulimina presli* (Reuss), *Eggerella trochoides* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *Bolivinooides trigillatus* Charm., *Anomalina thalmani* (Brotz.), *A. clementiana* var. *pseudoexolata* (Kalin.), *A. costulata* Marie, *A. selligera* (Marie) (определения А. И. Сарычевой и Т. Н. Швембергер).

Мощность сантонских отложений в описываемом районе изменяется от 0 до 80 м. Резкие колебания мощностей объясняются действием предакчагыльского размыва.

Кампанский ярус

Отложения кампанского возраста установлены на всех разведочных площадях Астраханских поднятий (см. рис. 52). Наиболее полные их разрезы в районе г. Астрахани, а также на Замьяновской и Красноярской площадях. В скважинах Разночиновской, Тинакской, Кирикилинской и других площадей разрез сильно сокращен, а в отдельных скважинах кампан отсутствует вследствие предакчагыльского размыва.

Литологический состав пород кампана на всей территории Астраханских поднятий относительно постоянен. В нижней части яруса залегают известняки светло-серой и зеленовато-серой окраски, трещиноватые, местами конгломератовидного или брекчиевидного сложения, с многочисленными стилолитовыми швами. Трещины заполнены зеленовато-серыми глинами. Выше известняки чередуются с мергелями желтовато-серыми до бурых, также трещиноватыми, конгломератовидного сложения, с нарушенной волнистой и линзовидной слоистостью.

В разрезах скважин перечисленных площадей А. И. Сарычевой, Т. Н. Хабаровой и Т. М. Забелиной обнаружены следующие характерные для кампана фораминиферы: *Plectina convergens* (Keller), *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Orbignyna sacheri* (Reuss), *O. ovata* Nag., *Beisselina aequigranensis* (Beiss.), *Anomalina clementiana* (Orb.), *Cibicides aktulagayensis* Vas., *C. temirensis* Vass.

Мощность кампанских отложений различна: на Разночиновской площади до 91—97 м, на Кирикилинской от 6 до 117 м, в Астраханской

опорной скважине 110 м, в северо-западной части зоны Астраханских поднятий 60—66 м, на Красноярской площади от 0 до 108 м.

Верхняя часть кампанского яруса — зона *Belemnitella langei* — довольно четко выделяется по литологическому составу пород и по комплексам микрофауны на Замьяновской, Красноярской, Стрелецкой и Разночиновской площадях. Сложена она мелоподобными известняками со стилолитовыми швами и с прослойками зеленовато-серых глин. Выделение данной зоны обосновывается присутствием фораминифер *Ammodiscus incertus* Orb., *Neoflabellina praereticulata* Hilt., *Globorotalites embyensis* Vass., *G. michelinianus* (Orb.), *Eponides conspectus* Vass., *Stensiöina praecaucasica* Vass., *Bolivina incrassata* var. *incrassata* (Reuss), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Cibicides voltzianus* (Orb.), *Stensiöina gracilis* (Marss.) (определения А. И. Сарычевой и Т. Н. Хабаровой). Мощность пород описываемой зоны на Замьяновской площади меняется от 23 до 30 м, на Красноярской от 14 до 30 м, на Разночиновской от 3 до 38 м.

Маастрихтский ярус

Породы маастрихтского яруса подверглись сильному размыву перед акчагыльской трансгрессией, а на Красноярской площади они полностью уничтожены этим размывом (см. рис. 53). Маастрихтский ярус представлен мелоподобными белыми, а иногда зеленовато-серыми глинистыми известняками со стилолитовыми швами. В верхней половине яруса прослеживаются тонкие прослой зеленовато-серых известковистых глин.

Возраст пород обоснован благодаря находкам в керне скважин Замьяновской и Стрелецкой площадей следующих фораминифер: *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.), *Orbignyna ovata* Hag., *Gyroidina umbilicata* (Orb.), *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *A. midwayensis* (Plumm.), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Bolivina incrassata* var. *crassa* Vass. Мощность отложений маастрихта колеблется от 7 до 86 м.

Датский ярус

Датские образования сохранились лишь в разрезах некоторых скважин Беркультинской, Бешкульской и Стрелецкой площадей. Залегают они на размытой поверхности пород маастрихта или кампана и несогласно перекрываются палеогеном или неогеном. Датские отложения начинаются зеленовато-серыми мергелями, выше залегают известняки. Верхняя часть разреза состоит из чередующихся тонких прослоев зеленовато-серых мергелей, известняков и темно-серых известковистых глин. Принадлежность пород к датскому ярусу установлена по фораминиферам *Spiroplectamina carinata* Subb., *Heterostomella gigantea* Subb., *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Cibicides ungerianus* (Orb.), *Globigerina triloculinoides* Pl., *Karreria falax* Rzehack. Мощность датского яруса не превышает 12 м.

Ростовский свод

В пределах Ростовского свода верхнемеловые отложения залегают на породах докембрия и представлены всеми ярусами, кроме датского.

Сеноманский ярус

Отложения сеноманского яруса распространены на западе и вдоль участка древней островной суши Ростовского свода (см. рис. 49). На западе вдоль северного и южного побережий Таганрогского залива

сеноман представлен детритусовыми известняками, чередующимися с тонкими прослоями известковистых глин и содержащими обуглившиеся растительные остатки, а также зерна глауконита.

В разрезе скважины близ с. Маргаритовки в основании детритусовых известняков сеномана залегает базальный горизонт, сложенный почти чистым глауконитом, мощностью 4—5 м. Накопление его, по-видимому, следует связывать с прибрежным намывом материала в начале этапа седиментации. Непосредственно к северу и к югу от участка островной суши распространены пески сеноманского яруса в виде узких широтных полос. Мощность этих песков колеблется от 1 до 13—27 м.

Сеноманский возраст описанных отложений подтвержден находками фораминифер *Anomalina senomanica* Brotz., *A. globulosa* Brotz., *A. baltica* Brotz. и др.

Туронский ярус

В центральной части Ростовского свода отложения туронского яруса отсутствуют. На остальной территории распространены органо-детритусовые известняки турона с большим количеством растительных остатков и песчаного материала. Мощность турона меняется от 16 до 48 м. Туронский возраст известняков установлен по комплексу фораминифер: *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. berthelini* Keller, *A. kelleri* Mjatl., *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller.

Отложения коньякского яруса на территории Ростовского свода не установлены.

Сантонский ярус

В пределах Ростовского свода отсутствие пород сантона установлено лишь в одной скважине, расположенной в центральной части данного тектонического элемента в центральной его части. На остальной части центральной зоны свода распространены известковистые или опоковидные глины, переслаивающиеся с алевролитами, опоками, песчаниками и известняками. Мощность сантона изменяется здесь от 6 до 119 м.

На западе в разрезе преобладают известняки, местами опоковидные, и мергели. Мощность их равна 60—107 м. Комплекс фораминифер, определенный Г. В. Букаловой и М. М. Беляевой, свидетельствует о верхнесантонском возрасте этих отложений. Здесь обнаружены: *Cibicides temirensis* Vass., *Ataxophragmium* cf. *orbignynaeformis* Mjatl., *Buliminella ventricosa* Brotz., *Stensiöina exculpta* (Reuss).

Кампанский ярус

На западе Ростовского свода в основании кампана залегают конгломератовидные известковистые глауконито-кварцевые песчаники мощностью 5 м, с галькой фосфоритов в основании. Выше располагаются светло-серые мелоподобные известняки.

Найденные в известняках фораминиферы *Bolivinoidea dracoformis* Vass., *Anomalina taylorensis* Corsey, *Bolivina incrassata* Reuss, *B. kalinini* Vass., *Cibicides voltzianus* (Orb.), *Stensiöina gracilis* (Mars.) доказывают принадлежность пород к самой верхней зоне кампанского яруса — зоне *Belemnitella langei*.

К северу от Таганрогского залива распространены светло-серые массивные известняки. В них много фораминифер. Г. Н. Швембергер

выделяет здесь нижний и верхний подъярусы кампана. Для нижнего подъяруса характерны виды: *Anomalina clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *Globotruncana marginata* (Reuss), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Stensioina pommerana* Brotz., *Cibicides temirensis* Vass., *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* var. *laevigata* (Marie). Верхний кампан характеризуется такими формами, как *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* var. *laevigata* (Marie), *A. clementiana* var. *laevigata* (Marie), *Cibicides aktu-lagayensis* Vass., *Texstularia bandouriana* Orb., *Cibicides spiripunctatus* Gall. et Morr., *C. voltzianus* (Orb.).

Мощность кампана увеличивается от нуля близ вершины Ростовского свода до 107 м в западной его части. В пределах юго-восточной части Ростовского свода известняки постепенно переходят в серые аргиллитоподобные глины с прослоями алевролита, опок и известняков.

Маастрихтский ярус

Отложения маастрихтского яруса сохранились от размыва лишь в западной части Ростовского свода. В основании яруса прослеживается слой известняков. Мощность маастрихта увеличивается к юго-востоку от 29 до 100 м. Возраст отложений установлен по фораминиферам *Reussella minuta* (Marss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivina tegulata* Reuss, *Cibicides voltzianus* (Orb.), *Anomalina taylorensis* Carsey, *Heterostomella stefenisoni* Reuss, *Bolivinoidea draco* (Marss.) (определения Г. Н. Швембергер).

Отложения датского яруса в пределах Ростовского свода не установлены.

Донецко-Каспийская тектоническая область

Верхнемеловые отложения здесь распространены широко, но полнота разрезов их различна. В юго-восточных участках разрез начинается породами верхнего сантона. Западнее кампанские, маастрихтские и датские отложения либо отсутствуют, либо мощность их сильно сокращена. Сеноманские отложения развиты повсеместно (рис. 56).

Сеноман сложен преимущественно обломочными породами, а остальные ярусы — главным образом карбонатными. Кровля верхнего мела располагается в западных участках на глубинах минус 100—300 м, а в восточных на глубинах минус 1000—1700 м. В центральных и юго-восточных участках верхнемеловые отложения залегают на породах верхнего и среднего альба, а в западных — на верхнем и среднем карбоне.

Сеноманский ярус

В сеномане выявлено несколько литологических типов пород: а) известняки и мергели, б) алевролиты с прослоями глин и мергелей, в) песчано-глинистый комплекс с преобладанием песчаников (см. рис. 49). В разрезе опорной Джанайской скважины к сеноману условно отнесены зеленовато-серые известняки, с зернами глауконита мощностью 12 м. В разрезе опорной Артезианской скважины Я. С. Эвентов (1956б) описал известняки и мергели мощностью до 42 м с конгломератами в основании. Эти породы условно отнесены по возрасту к интервалу от сеномана до сантона.

На Ульдючинской площади в нижней части сеноманского яруса прослежены серые и светло-серые опесчаненные мергели, чередующиеся

с песчаниками и известняками. Мощность данных отложений составляет 115—125 м. В них В. А. Шохиной обнаружены фораминиферы *Hagenovella chapmani* (Cushman), *Anomalina globosa* (Brotz.), *A. cenomanica* var. *cenomanica* (Brotz.), *Cibicides* aff. *polyrraphes* (Reuss), *Globigerina infracretacea* Glaessn. Верхнюю часть сеномана здесь образуют пелитоморфные известняки с прослоями мергелей, содержащие *Anomalina cenomanica* (Brotz.), *A. baltica* (Brotz.),

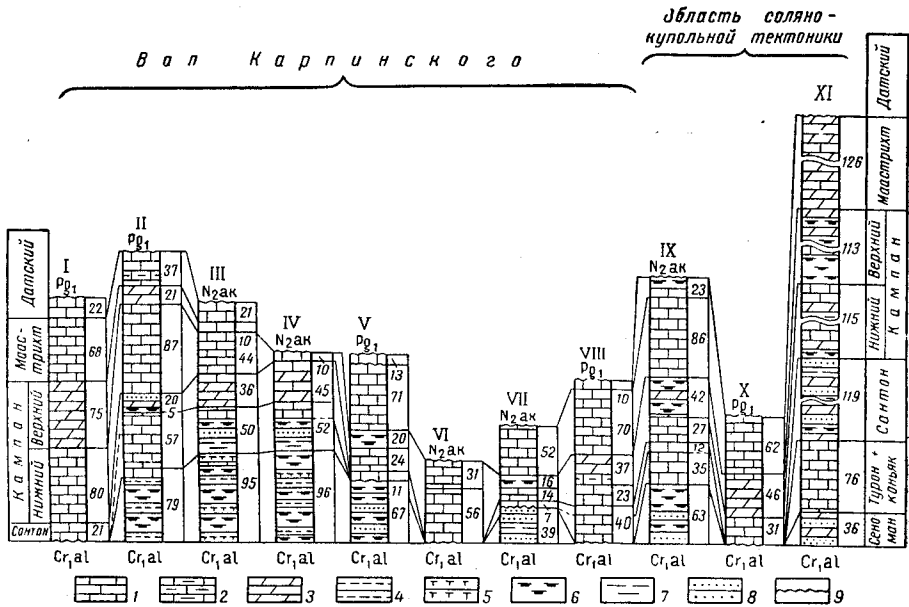


Рис. 56. Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений по линии Ермолинское — Солёное Займище (составила В. М. Орехова)

Скважины: I — Ермолинская 4, II — Профильная 3, III — Олейниковская 2; IV — Олейниковская 34; V — Эджинская 3; VI — Долан-Алдынская 6; VII — Долан-Алдынская 3; VIII — Структурно-параметрическая 7, IX — Халганская 40; X — Владимировская 9; XI — Солёное Займище, скв. 2

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — мергели; 4 — алевролиты; 5 — алевролиты известковистые; 6 — глины известковистые; 7 — глины; 8 — песчаники; 9 — линия размыва

Textularia cenomanica Akimez, *Hagenovella chapmani* (Cushman), *Valvulineria lenticula* (Reuss) (определения Г. Н. Швембергер).

На сводовых участках вала верхняя и средняя части яруса сложены алевролитами с прослоями глин и мергелей. Наиболее полные, лучше сохранившиеся от размыва разрезы установлены в районе Олейниковских и Цубукско-Промысловских поднятий. Алевролиты сеномана располагаются здесь на размывтой поверхности пород альбского яруса. Возраст их определялся Т. Н. Хабаровой, А. И. Сарычевой и Д. А. Бабич по типичным фораминиферам *Anomalina cenomanica* (Brotz.), *A. aff. baltica* (Brotz.), *Rotalipora appenninica* (Renz.), *Gümbelitra cenomana* (Keller).

Мощность сеноманских отложений различна: на Олейниковской площади от 0 до 159 м, на Тенгутинской от 80 до 130 м, на Цубукской от 25 до 70 м и на Западно-Цубукской от 36 до 50 м. В общем мощность уменьшается с востока на запад. Резкие колебания мощностей объясняются глубоким и неравномерным размывом.

На Промысловской площади к сеноману относятся известковистые алевролиты мощностью до 9—12 м, с частыми прослоями глин. В пре-

делах Бузгинского и западной части Промысловского блоков в нижней части сеномана залегают известковистые глины, а на Кебютинской площади — известняки небольшой мощности. Выше следуют темно-серые и зеленовато-серые кварц-глауконитовые песчаники с прослоями известковистых глин, алевролитов и аргиллитов. Возраст пород установлен по фораминиферам *Anomalina cenomanica* (Brotz.), *A. baltica* (Brotz.), *Textularia cenomanica* Akimez, *Hagenowella chapmani* (Cushman), *Valvulineria lenticula* (Reuss) и др. (определения В. А. Шохиной, М. М. Беляевой, Г. Н. Швембергер). В керне некоторых скважин Кебютинской площади В. И. Подгородниченко обнаружены *Pecten (Syncyclonema) obricularis* (Sow.), *Neithea quinquecostata* (Sow.).

На Бузгинской и Бага-Бурульской площадях, а также в районе с. Садовое и г. Котельниково сеноман начинается сильно алевролитистыми глинами, которые кверху постепенно переходят в пески мелкозернистые, глауконито-кварцевые, черные, с зеленоватым оттенком. Возраст пород установлен здесь по стратиграфическому положению и по сопоставлению электрокаротажных диаграмм. Мощность сеномана вблизи сводовых частей поднятий составляет около 10 м, а на крыльях возрастает до 36 м. В районе г. Котельниково она увеличивается с юга на север от 0 до 16 м.

Далее к западу (на правобережье Дона в районе станицы Николаевской, в бассейне р. Кагальника, а также на междуречье Дона и Сала) скважинами вскрыты известковистые песчаники, песчанистые мергели и глины мощностью от 26 до 50 м. Возраст пород определен по характерному комплексу фораминифер *Gümbelitra cenomana* (Keller), *Gyroidina nitida* (Reuss), *Anomalina cenomanica* Brotz., *Globigerina infracretacea* Glaessn. и др. (определения Ю. П. Никитиной).

Особый интерес представляют сеноманские отложения левобережья р. Северского Донца (в 25—30 км от устья). Здесь обнажаются опал-халцедоновые спонголиты видимой мощностью 15—20 м. Долгое время эти породы ошибочно описывались как мергели. В спонголитах найдено много моллюсков, типичных для сеномана: *Neithea quinquecostata* Sow., *Plicatula pectinoides* Link., *Chlamys aspera* (Lam.), *Ch. cretosa* (Defr.), *Ch. idoneus* Orb., *Grammatodon carinatus* Sow., *Exogyra decussata* Goldf. Кроме того, здесь обнаружены такие же фораминиферы, как и названные выше.

На крайнем северо-западном участке рассматриваемого района (на левобережье р. Северского Донца, близ устья р. Глубокой) к сеноману условно относят кварц-глауконитовые песчаники и песчанистые мергели с фосфоритами мощностью от 1 до 11 м.

На площади последних трех участков на правобережье р. Дона и левобережье р. Северского Донца сеноманские отложения сохранились от размыва в виде небольших островков, приуроченных к понижениям поверхности каменноугольного фундамента.

Туронский и коньякский ярусы

Сходство литологического состава и недостаток фауны не позволяют отделить турон от коньяка, а иногда от этих ярусов не удается отделить нижесантонские отложения. Турон залегают с размывом на сеномане, альбе и карбоне.

Туронский и коньякский ярусы сложены главным образом известняками и белым мелом с прослоями алевролитов, мергелей и глин.

В пределах Промысловского блока вала Карпинского довольно полный разрез турона и коньяка прослежен в районе Олейниковской и

Цубукской площадей (села Олейниково, Межевое, Цубук). В нижней части разреза здесь залегают зеленовато-серые и серые, сильно известковистые глинистые алевролиты с прослоями мергелей. Выше преобладают мелоподобные известняки и мел, переслаивающиеся с мергелями. Известняки плотные, трещиноватые, со стилолитовыми швами. Т. Н. Хабаровой и А. И. Сарычевой в них найдены фораминиферы, характерные для турона (*Arenobulimina sabulosa* (Сhапm.), *Stensiöina* aff. *praeexsculpta* (Keller), *Bolivinita eouvigeriniformis* (Keller), а также типичный для коньяка вид *Stensiöina emscherica* В агуссн. Этот комплекс фораминифер указывает на присутствие в разрезах сводовой части вала Карпинского как туронских, так и коньякских отложений. Максимальные мощности их составляют 67—79 м.

Восточнее, на Промысловском поднятии, турон и коньяк представлены пелитоморфными белыми и светло-серыми известняками с фораминиферами *Textularia trochus* (Orb.), *Tritaxia tricarinata* Reuss, *Anomalina ammonoides* (Reuss), *A. kelleri* Мjatl., *Globorothalites micheliniatus* (Orb.) и др. (определения П. И. Ивахненко). Кроме того, встречены остракоды и остатки призматического слоя иноцерамов. Мощность турона и коньяка достигает здесь 32 м.

На юге Промысловского блока вала Карпинского палеонтологически обоснованные отложения турона и коньяка — известняки с прослоями мергелей (имеющие мощность до 21,5 м) — установлены только в разрезах двух скважин Салхинской площади. По сопоставлению электрокаротажных диаграмм турон-коньякские отложения выделены в западной части Красно-Камышанской площади. Мощность их достигает здесь 16—23 м. На Шарын-Гольской, Ачинерской, Кеке-Усунской, Ермолинской, Восточно-Камышанской и Каспийской площадях эти породы отсутствуют.

На севере Промысловского блока (Полдневская и Михайловская площади) к турону и коньяку отнесены мелоподобные известняки с прослоями песчаников. Мощность их меняется от 12 до 37 м.

В пределах Бузгинского блока вала Карпинского на западной и южной периклиналях Бузгинского локального поднятия турон-коньякские известняки опесчаниваются, а в разрезах ряда скважин появляются известковистые песчаники, алевролиты и детритусовые известняки. Мощность отложений увеличивается от 0 до 57 м. В южной части Бузгинского блока турон-коньякские отложения представлены белыми известняками, мергелями и песчаниками. Мощность их уменьшается от 20 до 80 м.

Еще западнее в пределах вала Карпинского, на Вишневской и Вознесенской площадях мощность турон-коньякских отложений, представленных здесь известняками, составляет всего 5—10 м. На Ульдючинской и Белоглинской площадях описываемые ярусы сложены известняками мощностью 149—192 м, с зернами глауконита, с прослоями известковистых глин и мергелей. В глинах В. А. Шохиной и Г. Н. Швембергера обнаружены фораминиферы *Eponides* aff. *karstoni* (Reuss), *Cibicides* cf. *praeeriksdalensis* Vass., *Stensiöina emscherica* var. *emscherica* В агуссн., *Anomalina berthelini* Keller и другие, по которым установлен турон-коньякский возраст пород. В известняках Белоглинской площади А. Д. Гуровой встречен типичный для верхнего турона *Inoceramus lamarki* Park.

На юго-восточном побережье Цимлянского водохранилища (район г. Котельниково), по данным М. М. Беляевой, лишь в разрезе одной скважины можно выделить турон, а в остальных установлен только коньяк. Оба яруса представлены грубым, сильно глинистым мелом,

с типичными комплексами фораминифер. Мощность турона 0—4 м, а коньяка 5—10 м.

Далее к северо-западу туронские и коньякские отложения встречаются местами по левобережью р. Северского Донца (в нижнем его течении), по правобережью р. Дона, в бассейне р. Кагальника и в районе станицы Николаевской, а также на междуречье Дон — Сал. Турон и коньяк сложены здесь белым пясчистым мелом с прослоями мергелей и с включениями кремня. По левобережью р. Северского Донца, к западу от г. Каменска-Шахтинского на небольшом участке обнажается белый мел мощностью от 0 до 16 м.

Сантонский ярус

По литологическим признакам, фауне и электрокаротажным данным отложения сантонского возраста можно расчленить на два подъяруса. Нижний подъярус сложен в основном известняками, а верхний — почти повсюду мергелями и известковистыми глинами и лишь в восточных участках вала Карпинского — мелоподобными известняками.

Наиболее полные разрезы сантона вскрыты на Бударинской, Промысловской, Олейниковской и Цубукской площадях. На размытой поверхности подстилающих пород здесь располагаются белые и светло-серые алевритистые известняки с тонкими прослойками глин. Д. А. Бабич, Т. М. Забелина и А. И. Сарычева обнаружили в известняках из скважин Олейниковской площади типичные для нижнего сантона фораминиферы: *Heterostomella cuneata* Sand., *Bulimina brevis* Orb., *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *A. umbilicatula* Mjatl., *A. costulata* (Marie), *A. stelligera* Marie и др. Мощность нижнесантонского подъяруса увеличивается с востока на запад от 15 м на Промысловской площади до 87 м на Цубукской.

Верхнесантонские отложения сложены известковистыми глинами и мергелями серого или светло-серого цвета, залегающими с перерывом на нижнем сантоне. В них А. И. Сарычевой, Д. А. Бабич и Т. М. Забелиной обнаружены фораминиферы *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *Cibicides temirensis* Vass., *Orbignyna ovata* (Hag.), *Beisselina* ex gr. *aeuisgranensis* (Beiss.), *Anomalina stelligera* (Marie), *A. clementiana* (Orb.).

Мощность верхнесантонских отложений колеблется на Олейниковской площади от 0 до 55 м, на Цубукской от 0 до 71 м. Общая мощность сантона на этих площадях достигает соответственно 78 и 87 м.

Аналогичный разрез сантона известен на южном склоне вала Карпинского. Нижний подъярус сложен здесь алевритистыми известняками с тонкими прослоями глин. В них встречаются фораминиферы *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *A. umbilicatula* Mjatl., *A. costulata* (Marie), *Spiroplectamina rosula* (Hrenb.), *S. embaensis* (Mjatl.), *Heterostomella cuneata* Sand., характерные для нижнего сантона. Граница между подъярусами легко проводится по смене литологического состава пород и отчетливо видна на электрокаротажных диаграммах.

Верхний подъярус представлен известковистыми глинами или мергелями. Верхнесантонский возраст этих отложений подтверждается находками фораминифер: *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *Stensiöina exsculpta* (Reuss), *Anomalina stelligera* Marie, *A. clementiana* (Orb.), *Cibicides excavatus* Brotz. Наибольших мощностей породы сантона достигают на Ульдючинской и Манычской площадях (соответственно 72 и 183 м). В восточном направлении мощность постепенно уменьшается до 15—20 м.

В восточной части вала Карпинского к нижнему сантону принадлежат пелитоморфные светло-серые известняки мощностью 12—19 м, заключающие комплекс фораминифер, аналогичный приведенному выше. На известняках залегают глины и мергели с ассоциацией фораминифер, в которой присутствуют сантонские и кампанские виды. Вследствие этого возраст пород определяется различными исследователями по-разному. Учитывая результаты сопоставления разрезов нескольких площадей, а также наличие в кровле указанных пород конгломерата (из желваков и галек фосфоритов), выше которого располагается фаунистически доказанный кампан, целесообразно отнести глины и мергели к верхнему сантону.

В западных районах описываемой тектонической области, близ с. Садовое, городов Котельниково и Цимлянска, хутора Ново-Цимлянского происходит изменение состава пород сантона. Нижний подъярус начинается слоем мелких желваковых фосфоритов, покрывающихся серыми кремнистыми опесчаненными мергелями мощностью 11—20 м. Выше располагается «полосатая серия», состоящая из чередования опоквидных глин и опок мощностью 8—45 м. Мощность нижнего подъяруса увеличивается к северо-востоку. К верхнему подъярсу относятся слюдястые темно-серые глины и опоквидные аргиллиты с чешуей рыб и многочисленными радиоляриями: *Rhopalastrum attenuatum* Lir m., *Euchitonia santonica* Lir m. Мощность верхнего подъяруса 16—30 м, а общая мощность сантона 69—78 м.

На правобережье р. Дона, к северо-западу от станицы Николаевской, в разрезах некоторых скважин выделены сантонские отложения, трансгрессивно располагающиеся на различных горизонтах карбона. Они сложены мергелями, местами с прослоями белого писчего мела. Мощность их от 0 до 18 м. В нижнем течении Северского Донца, а также в бассейнах рек Кагальника и Ближней Россоши к сантону, по данным В. Н. Зубцовского, принадлежат песчанистые мергели мощностью до 35—50 м. В обоих пунктах по фораминиферам М. М. Беляевой выделяется нижний подъярус. Отложений верхнего подъяруса здесь нет.

На междуречье Дона и Сала сантон сложен мергелями с прослоями мела и известковистых глин. По данным В. А. Лызловой, мощность нижнего сантона достигает 63 м, а верхнего 74 м. Сантонский возраст определяется по типичным комплексам фораминифер.

Кампанский ярус

Кампанские отложения распространены почти на всей территории вала Карпинского (см. рис. 52): Однако на многих площадях они подверглись глубокому неравномерному размыву, а в отдельных случаях полностью уничтожены. Поэтому не везде удастся выделить все три зоны кампана.

Нижняя граница кампана выражена неодинаково. Иногда она неясна, а чаще всего в основании яруса наблюдается тонкий слой конгломерата из мелких галек. Покрываются кампанские отложения породами различного возраста от маастрихта до акчагыла включительно.

Наиболее полный разрез вскрыт в восточной части южного склона вала Карпинского. В основании здесь прослеживаются белые известняки с обилием стилолитовых швов и с отдельными тонкими (0,1—0,2 м) прослоями мергелей. Выше следуют глинистые известняки и мергели. В известняках В. А. Шохиной, Т. Н. Хабаровой, Д. А. Бабич и Г. Н. Швембергер обнаружены фораминиферы *Bolivinoides decoratus* (Jones), *Cibicides temirensis* Vass., *C. aktulagayensis* Vass., *Ano-*

malina clementiana var. *clementiana* (Orb.), *A. costulata* Marie и др. Этот комплекс предположительно соответствует двум нижним зонам кампана.

Мощность описанных пород на Каспийской и Ермолинской площадях 91—174 м, а в разрезе Артезианской опорной скважины 108 м. К западу она сокращается до 53 м (Кеке-Усунская площадь) и даже до 8 м (Шарын-Гольская площадь). Но еще далее к западу мощность вновь возрастает (до 35 м на Белоглинской площади и до 85 м на Ульдючинской).

Породы верхней зоны кампана — зоны *Belemnitella langei* — выделены только на Каспийской, Ермолинской, Восточно-Камышанской и Красно-Камышанской площадях. Они представлены мелоподобными известняками с прослоями зеленовато-серых мергелей и глин. Возраст пород установлен по наличию фораминифер *Heterostomella cuneata* Sand., *Gyromorphina alomorphinoides* (Reuss), *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Anomalina clementiana* Orb., *A. umbilicatula* Mjatl., *Bolivina kalinini* Vass., *B. incrassata* Reuss (определения Т. Н. Хабаровой, Д. А. Бабич, Г. Н. Швембергер). Мощность отложений описываемой зоны уменьшается с востока на запад от 33 м до 0 (эти отложения отсутствуют к западу от Ачинерской площади). Общая мощность кампана в восточной части вала (на Каспийской и Ермолинской площадях) достигает 207 м.

В сводовой части вала Карпинского (Цубукско-Промысловские поднятия) в основании кампана прослеживается слой конгломерата, состоящего из плохо окатанных галек известняков и мергелей. Выше залегают известняки, обычно серой и светло-серой окраски, а на Промысловской площади, кроме того, присутствуют известняки и мергели красноватого цвета с желваками лимонита. Местами встречаются тонкие (0,1—0,15 м) прослои мергелей. Возраст пород определен по находкам на Промысловской площади моллюсков *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev. и *I. balticus* Böhm., а также по присутствию в разрезах скважин всех площадей богатого комплекса фораминифер: *Heterostomella cuneata* Sand., *Arenobulimina obliqua* (Orb.), *A. presti* (Reuss), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Ataxophragmium compactus* Brotz., *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Stensiöina exculpta* (Reuss), *Anomalina costulata* (Marie), *A. clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Bolivinoidea decoratus* var. *decoratus* (Jones).

Мощность описанных пород на Олейниковской и Цубукской площадях составляет 61—62 м, а на Промысловской 128 м. Породы более высокой части разреза, соответствующей зоне *Belemnitella langei*, сильно размыты и сохранились лишь в наиболее погруженных участках Промысловской площади. Они представлены белыми известняками мощностью до 71 м. Общая мощность кампана в сводовой части вала мняется от 61 до 128 м.

На северном склоне вала Карпинского кампан сложен известняками преимущественно серой и светло-серой и лишь местами кирпично-красной окраски. В верхней части кампанского разреза Ново-Георгиевской и Полдневской площадей развиты глинистые известняки, относящиеся к мукронатовой зоне.

По определению Т. М. Забелиной, в нижней и средней частях кампанской толщи на северном склоне присутствуют фораминиферы *Gaudrina rugosa* Orb., *Plectina convergens* (Keller), *Gyroidinoides turgida* (Hag.), *Orbignyna inflata* (Reuss), *Stensiöina gracilis* Brotz., *S. pommerana* Brotz., *Anomalina costula* (Marie), *A. ex gr. layenti* (Lapp.), *A. clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *A. menneri*

Keller, *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. bembix* (Marss.), *Belemnitella langei* var. *kasachstanica* Neckoja, *Globotruncana arca* (Cushm.), *G. linneiana* (Orb.), *Bolivinoidea decoratus* var. *decorata* (Jones), *B. ex gr. peterssoni* Brotz., *Eouwigerina gracilis* Cushm.

Мощность этой части разреза увеличивается в юго-восточном направлении от 40 м на Михайловской площади до 95 м на Полдневской. Для зоны *Belemnitella langei* характерны фораминиферы: *Heterostomella bullata* Akimez, *Orbignyna inflata* (Reuss), *O. ovata* Hag., *Cibicides voltzianus* (Orb.), *C. spiropunctatus* Gall. et Morr., *Bulminella obtusa* (Orb.), *Bolivina incrassata* var. *incrassata* (Reuss). Мощность пород этой зоны на Ново-Георгиевской и Полдневской площадях 33—35 м, а мощность всего кампана 125 м.

Очень своеобразен разрез кампана на Бузгинском поднятии. Он начинается светло-серыми, местами песчанистыми мергелями и серыми опоками с кристаллами гипса и стяжениями пирита. Выше залегает белый писчий мел (мощностью 10—15 м) с тонкими прослоями мергелей и глин. Затем располагаются серые глинистые слоистые опоки. Наибольшая мощность кампана (50 м) установлена на крутом южном крыле структуры.

По мере движения к северо-западу (к Донбассу) состав пород кампана изменяется. Так, в районах с. Садовое, городов Котельниково и Цимлянска развиты опоквидные песчаники и алевритистые известковистые глины с тонкими прослоями мергелей. Возраст пород определяется по находкам *Belemnitella mucronata* Schloth. Мощность описанных отложений уменьшается к западу от 205 м у с. Садовое до 26—40 м в районе г. Цимлянска.

В районе с. Садовое образования зоны *Belemnitella langei* представлены серыми и темно-серыми алевритистыми, местами слабоизвестковистыми глинами мощностью 24—47 м. В них встречено много фораминифер таких видов, как *Spiroplectamina kelleri* Dain, *S. suturalis* (Kalin.), *Rzechakina volganica* Kuzn. Общая мощность кампана здесь 229—252 м. В районе г. Котельниково в разрезе зоны *Belemnitella langei* преобладают аргиллиты и алевролиты с таким же комплексом фораминифер. На междуречье Дона и Сала в нижней части кампана залегают мергели, а вверху — темно-серые кремнисто-известковистые глины с богатым комплексом радиолярий. Мощность от 5 до 40 м.

По правобережью р. Дона в бассейне р. Кагальника кампан развит не везде и состав пород различен. В одних местах прослеживаются известковистые глины, в других — мергели, в третьих — известковистые песчаники и мергели, иногда с прослоями глин. Кое-где кампанские отложения располагаются непосредственно на породах карбона.

В районе пос. Тацинского кампанские отложения сложены в нижней и верхней частях мергелями, а в средней — писчим мелом. Западнее нижнего течения Калитвы, вплоть до границы рассматриваемой территории, кампанскому ярусу принадлежат белый писчий мел и мелоподобные мергели, местами сильно окремненные. Мощность кампана достигает здесь 80 м. Присутствие *Belemnitella mucronata* Schloth., а также других характерных фораминифер определяет возрастную зону, к которой относятся описанные породы.

Маастрихтский ярус

В пределах вала Карпинского маастрихтские отложения распространены не повсеместно. На большей части территории они подверглись размыву и местами совершенно уничтожены (см. рис. 53).

Наиболее полный разрез маастрихта вскрыт скважинами в юго-восточной части южного склона вала. Маастрихтские отложения представлены здесь мелоподобными белыми известняками, с редкими стилолитовыми швами, тонкими прослойками зеленовато-серых глин и с большим содержанием детритуса. Мощность маастрихта уменьшается с востока на запад, от 105 м на Каспийской площади до 55 м на Кеке-Усунской и до 19 м — на Нузринской и Ики-Бурульской.

В сводовой части вала на Бузгинской и Яшкульской площадях маастрихтские отложения представлены (снизу вверх) известковистыми глинами, алевритистыми мергелями и песчанистыми известняками. Восточнее они сохранились лишь в наиболее погруженных частях Промысловской и Бударинской площадей. Возраст отложений установлен здесь по богатому комплексу фораминифер: *Textularia bondouniana* Orb., *Orbignyna ovata* Nag., *O. sacheri* (Reuss), *Cibicides aktulagayensis* Vass., *S. spiro-punctatus* Gall. et Morr., *Bolivina incrassata* Reuss и др. (определения А. И. Сарычевой и Д. А. Бабич). Мощность маастрихта на Промысловской и Бударинской площадях достигает 77 м.

В районе с. Садовое маастрихт сложен алевритами и алевритистыми серыми, глинистыми мелкозернистыми кварцевыми песками и песчаниками. В верхней части их встречен прослой мелкозернистых глинистых песков, в которых найдены *Gryphaea praesinzovi* (Arkhn.) и обломки ростров *Belemnitella lanceolata* Schloth. Все породы отличаются высоким содержанием глауконита. Мощность их достигает 71 м.

При движении на запад, к г. Котельниково, в разрезе увеличивается роль некарбонатных опоковидных аргиллитов и алевролитов. Возраст пород определен по комплексу фораминифер, среди которых присутствуют *Spiroplectamina suturalis* (Kalin.), *Bolivina incrassata* Reuss, а также по находкам *Belemnitella lanceolata* Schloth. Мощность маастрихта здесь 64—70 м.

Еще западнее, у г. Цимлянска, аргиллиты переходят в песчаные мергели и в опоковидные песчаники. Северо-западнее этого города распространены известковистые мелкозернистые рыхлые песчаники. Мощность отложений маастрихта изменяется в этом районе от 0 до 55 м.

В среднем течении р. Быстрой (район г. Морозовска) в строении маастрихта участвуют известковистые глауконито-кварцевые песчаники, кремнистые глины и песчанистые мергели. Южнее маастрихт сложен песчаниками мощностью до 55—60 м.

Западнее, по левобережью р. Северского Донца, в нижнем течении рек Калитвы и Большого Калитвенца маастрихт сложен мергелями, а в нижнем течении р. Глубокой — мергелями, песчаниками, опоками и глинами (по А. П. Кичапову). Еще западнее, между устьями рек Деркула и Митякинки, нижнюю часть маастрихта слагают алевролиты, а верхнюю — мергели с прослоями белого писчего мела. Общая мощность яруса достигает здесь 82 м. Возраст пород определяется по находкам *Discoscaphites constrictus* (Sow.), *Belemnitella lanceolata* Schloth. и по комплексу типичных для маастрихта фораминифер.

Датский ярус

В пределах вала Карпинского датские отложения установлены в разрезах отдельных скважин ряда площадей и в Артезианской опорной скважине. Это — светло-серые, очень плотные известняки с частыми сутурными швами и тонкими прослоями глин и оливково-зеленого мергеля. Фораминиферы *Stensioina caucasica* (Subb.), *Globigerina moskovi* Schutsk., *Cibicides hemicompressus* Mогоz., определенные

Е. К. Шуцкой в образцах из керна Артезианской скважины, свидетельствуют о датском возрасте вмещающих пород.

На Промысловской площади датские отложения имеются в разрезе лишь одной скв. 9, приуроченной к относительно погруженной зоне. В. А. Шохина определила в образцах из интервала 850—855 м следующий комплекс фораминифер: *Textularia carinatiformis* (Mogoz.), *Marssonella indentata* (Cushman et Jarv.), *Cibicides reticulatus* Plum., *Tritaxia tricarinata* Reuss, *Nodosaria radicata* (Linne), *Globigerina pseudobulloides* Plum., *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Cibicides spiro-punctatus* Gall. et Morr., *Eponides umbonatus* (Reuss), *E. trumpyi* Nuttall. Эти виды характерны для датских отложений Южно-Эмбенского района.

На Михайловской площади вскрыты известняки белые с зеленоватым оттенком, с прослоями зеленовато-серых карбонатных глин, содержащие, по определению В. С. Акимец, комплекс датских фораминифер *Cibicides hemicompressus* Mogoz., *Anomalina danica* Brotz., *Stensiöina caucasica* (Subb.). Выше в мергелях появляется комплекс палеоценовых фораминифер. Переход от датских отложений к палеоценовым постепенный. На Бузгинской площади наличие датских пород установлено В. Г. Морозовой (1960). Она определила здесь более 75 видов фораминифер, в том числе *Glomospira pseudopusilla* Mogoz. (in litt.), *Plectina convergens* (Keller), *Orbignyna danica* Mogoz., *Eponides sparksi* (Whitei), *E. umbonatus* (Reuss), *Stensiöina whitei* Mogoz., *Anomalina pilleus* Vass., *Planulina simplex* Cushman et Bergm., *Globigerina moskvini* Schutsk. и др.

На Шарын-Гольской площади датские отложения связаны постепенным переходом как с маастрихтом, так и с палеоценом. Они сложены светло-серыми и зеленовато-серыми известняками, в которых М. М. Беляева обнаружила фораминиферы *Ammodiscus incertus* Orb., *Heterostomella gigantea* Subb., *Textularia cf. carinatiformis* (Mogoz.), *Spiroplectamina variata* Vass., *Stensiöina caucasica* (Subb.), *S. whitei* Mogoz., *Dentalina soluta* (Reuss), *Eponides trumpyi* Nuttall, *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *Gl. compressa* Plum. Мощность яруса здесь 32—35 м.

Датские отложения вскрыты в 6 км к северо-востоку от пос. Яшкуль. Они сложены известняками с галькой фосфоритов в основании и залегают на размытой поверхности кампана. В этих породах обнаружены фораминиферы *Spiroplectamina kurtischhensis* Balakhm., *Neoflabellina postriticula* Mjatl., *Anomalina danica* Brotz., *Cibicides hemicompressus* Mogoz., *Anomalina pertusa* Brotz. (определения Г. Н. Швембергер). Мощность датских отложений равна здесь 35 м.

Сопоставление геолого-геофизических разрезов позволило установить наличие известняков датского яруса в пределах всей восточной части вала Карпинского. Мощность их не превышает в данном районе 15—23 м.

В большинстве рассмотренных разрезов нижняя и верхняя границы датского яруса проводятся условно из-за отсутствия керна, а также потому, что комплексы фораминифер являются смешанными, нетипичными.

Предкавказская часть Скифской плиты

В пределах Предкавказской тектонической области верхнемеловые отложения выходят на поверхность вдоль северного борта Западно-Манычского прогиба (по рекам Миусу, Тузлову, Крепкой, Большому

Несветаю, Кагальнику и Ближней Россоши). На остальной территории верхний мел вскрывается только скважинами.

Верхнемеловые отложения залегают на породах различного возраста: по северному борту Западно-Маньчского прогиба на различных горизонтах карбона, а на всей остальной территории на породах верхнего или среднего альба. В пределах описываемой области выделяются все ярусы верхнего мела от сеноманского до датского.

Сеноманский ярус

Отложения сеноманского возраста распространены почти повсеместно, за исключением района с. Большой Орловки (см. рис. 49). Можно выделить три литологических типа разрезов: 1) песчаники и пески с прослоями известняков и спонголитов; 2) известняки и мергели; 3) глины, алевролиты, аргиллиты.

Породы первого типа развиты в Западно-Маньчском прогибе. Мощность их обычно равна 8—10 м и лишь местами достигает 20 м. Породы второго типа — известняки и мергели — прослеживаются в юго-восточной части Западно-Маньчского прогиба и в Центрально-Маньчском прогибе. Местами они сильно опесчанены. Мощность их в Западно-Маньчском прогибе достигает 50 м, в Центрально-Маньчском — 138 м. В известняках и мергелях Ю. П. Никитиной, Г. Н. Швембергер и М. М. Беляевой найдены типичные для сеномана фораминиферы *Anomalina senomanica* Brotz., *A. globulosa* Brotz., *A. baltica* Brotz.

Породы третьего типа — глины, алевролиты и аргиллиты — распространены в Целинской седловине. Указанные отложения содержат тонкие прослои мергелей и песчаников. В песчаниках В. И. Подгородниченко встречены *Pecten (Syncyclonema) orbicularae* (Sow.), подтверждающие сеноманский возраст пород.

Туронский и коньякский ярусы

Турон-коньякские отложения сложены белым писчим мелом, известняками (иногда с прослоями глин) и мергелями. Эта толща литологически едина, в разрезе ее нет перерывов, макрофауна очень редка. Поэтому весьма трудно отделять турон от коньяка. Микрофауна встречается в большом количестве, но характерные комплексы содержатся лишь в туронской части разреза, где встречены фораминиферы *Anomalina ammonoides* Reuss, *A. berthelini* Keller, *A. kelleri* Mjatl., *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Bolivinita eouwigeriniiformis* Keller и др.

Что касается коньякского микрофаунистического комплекса, то он очень близок к сантонскому. Коньякские отложения выявлены на территории Сальского поднятия. Здесь М. М. Беляевой, Г. Н. Швембергер и Г. В. Букаловой обнаружены фораминиферы *Stensiöina emscherica* Bagyschn., *Cibicides eriksdalensis* Brotz., *Anomalina thalmani* Brotz., *A. infrasantonica* Balakhm., *Spiroplectamina embaensis* Mjatl. Проблематично отложения коньякского яруса выделены в бассейне рек Миуса и Крынки, где Л. Е. Наливайко в известковых глинах обнаружены моллюски *Inoceramus inconstans* Woods, *Pecten pulchellus* Nills.

Намечается закономерность в распределении различных типов пород в зависимости от тектонического строения. Так, к наиболее погруженным частям Западно-Маньчского и Центрально-Маньчского прогибов приурочены белый писчий мел и пелитоморфные, местами кремне-

лые известняки. Мощность их от 100 до 300 м. Мел с кремнистыми включениями распространён на северном крыле Западно-Маньчского прогиба. Мощность мела не превышает 100 м. В пределах Целинской седловины известняки чередуются с глинами. Мощность отложений изменяется от 50 до 70 м.

Сантонский ярус

Отложения этого яруса отсутствуют лишь в скважине с. Большой Орловки (см. рис. 51). На некоторых участках, приуроченных к Сальскому поднятию и к Западно-Маньчскому прогибу, сантонские отложения залегают трансгрессивно на подстилающих породах. Здесь развит только верхний сантон. О размыве свидетельствует присутствие перетолженных фораминифер и обломков пород турон-коньякского возраста в подошве сантонских отложений.

В распространении отдельных типов пород отмечается такая закономерность. Опесчаненные мергели с прослоями песчаников с фосфоритами в основании развиты на северном крыле Западно-Маньчского прогиба. Мощность их не превышает 130 м. К наиболее погруженным участкам Западно-Маньчского и Центрально-Маньчского прогибов приурочены пелитоморфные известняки, местами окремненные, с прослоями опок. В этих известняках развит богатый комплекс нижнесантонских фораминифер *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *A. costulata* (Marie), *A. umbilicatula* Mjatl., *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.) и др. (определения М. В. Ярцевой, З. А. Антоновой, Ю. П. Никитиной и Г. Н. Швембергер). На юге Целинской седловины распространены массивные слюдистые мергели с гнездами пирита, редкими раковинами пелеципод плохой сохранности и с остатками рыб. Алевролитопесчаные отложения прослежены в северо-западной части Западно-Маньчского прогиба, на севере Целинской седловины и в северо-западной части Ремонтненско-Элистинского блока. В разрезе здесь преобладают известковистые или опоковидные глины, переслаивающиеся с алевролитами, опоками, песчаниками и известняками. Мощность отложений меняется от 35 до 279 м в северо-западной части Западно-Маньчского прогиба. В глинах Г. В. Букаловой и М. М. Беляевой встречены фораминиферы *Cibicides temirensis* Vass., *Ataxophragmium* cf. *orbignyiformis* Mjatl., *Buliminella ventricosa* Brotz., *Stensiöina exculpta* (Reuss). Первые два из названных видов свидетельствуют о верхнесантонском возрасте. Нижний сантон отсутствует.

Кампанский ярус

Кампанские отложения выходят на поверхность по южной окраине Донбасса, в бассейнах рек Крынки, Крепкой, Кагальника и Ближней Россоши. Литологический состав и мощности их различны (см. рис. 52).

В Западно-Маньчском прогибе кампанские отложения сложены мелоподобными известняками. Найденные в известняках фораминиферы — *Bolivinoides dracoformis* Vass., *Anomalina taylorensis* Carsey, *Bolivina incrassata* Reuss, *B. kalinini* Vass., *Cibicides veltzianus* (Orb.), *Stensiöina gracilis* (Mars.) доказывают принадлежность пород к самой верхней зоне кампана — зоне *Belemnitella langei*.

К северу от Таганрогского залива распространены светло-серые массивные известняки. В них много фораминифер, по которым Г. Н. Швембергер выделяет нижний и верхний подъярусы. Для нижнего характерны виды *Anomalina clementiana* var. *clementiana* (Orb.), *Globotruncana marginata* (Reuss), *Bolivinoides decoratus* (Jones),

Stensiöina pommerana Brotz., *Cibicides temirensis* Vass., *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* var. *laevigata* (Marie); для верхнего — *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* var. *laevigata* (Marie), *Cibicides aktulagayensis* Vass., *Textularia bondou-niana* Orb., *Cibicides spiropunctatus* Call. et Morr., *C. voltzianus* (Orb.). Мощность кампана в Западно-Манычском прогибе 360 м, в Центрально-Манычском 450 м.

В Целинской седловине, в северо-западной части Ремонтненско-Элистинского блока известняки постепенно переходят в серые аргиллитоподобные известковистые глины с прослоями алевролитов, опок и известняков. Г. В. Букалова, М. М. Беляева и А. М. Максюкова обнаружили в глинах типичные для кампана фораминиферы *Anomalina monterelensis* Marie, *A. menneri* Keller, *A. stelligera* (Marie), *Stensiöina gracilis* (Marss.), *Bolivina kalinini* Vass.

Маастрихтский ярус

Маастрихтские отложения распространены по площади меньше, чем кампанские (см. рис. 53). Они сохранились от размыва лишь в наиболее погруженных участках Западно-Манычского прогиба и Целинской седловины.

В Западно-Манычском прогибе наблюдается чередование мергелей, алевролитов и глин, причем преобладают алевролиты. Мощность маастрихта колеблется здесь от 86 до 373 м. В разрезах Целинской седловины в основании маастрихта прослеживается слой известняков. Мощность маастрихта увеличивается в юго-восточном направлении от 168 до 218 м в Целинской седловине. Маастрихтский возраст описанных отложений установлен по фораминиферам: *Reussella minuta* (Marss.), *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivina tegulata* Reuss, *Cibicides voltzianus* (Orb.), *Anomalina taylorensis* Carsey, *Heterostommella stefensoni* Reuss, *Bolivinoides draco* (Marss.), определенным Г. Н. Швембергер.

Датский ярус

Отложения датского яруса сохранились лишь на небольших участках в западной части Западно-Манычского прогиба, в бассейнах рек Крынки и Миуса. В скважине у с. Анастасиевки мощность датских отложений равна 39 м. Залегают они на размытой поверхности нижнего маастрихта и представлены грубыми гравелисто-песчанистыми известняками. В этих породах встречен богатый комплекс фораминифер маастрихтского, датского и палеоценового возраста, в том числе виды *Discorbis binkhorsti* (Reuss) и *Cibicides clepeatus* Vass. (определения М. М. Беляевой), выделенные В. П. Василенко в качестве руководящих для датских отложений. В обнажениях вдоль рек Миуса и Крынки к датскому ярусу условно отнесены трепелы и трепеловидные глины. Л. Е. Наливайко обнаружила в глинах моллюсков *Gryphaea vesicularis* (Lam.), *Echinocorys vulgaris* Greyh.

Трансгрессии и регрессии

Основные черты палеогеографии отдельных веков позднего мела и особенности литологического состава отложений этой эпохи показаны на литолого-палеогеографических картах Восточно-Европейской платформы. Для территории, описываемой в настоящем томе, такие данные отображены на рисунках 49—53.

Перед началом позднемеловой эпохи рассматриваемая территория испытывает неравномерные поднятия. Отдельные участки ее были заняты сушей и усиленно размывались в течение длительного времени, в результате чего на дневную поверхность были выведены породы различного возраста. В районе Ростова-на-Дону под сантоном залегают докембрий. На западных и юго-западных участках под сеноманом или под туроном располагаются различные горизонты нижнего, среднего и верхнего карбона, а также нижней перми. От станции Глубокая до района г. Серафимовича и до Цимлянского водохранилища, а также в узкой полосе к юго-востоку от него верхнемеловые отложения подстилаются породами нижнего триаса. На остальной территории под сеноманом располагаются средне- и верхнеальбские образования. Таким образом, амплитуда предпозднемелового размыва крайне неодинакова. Она меньше к северу и востоку от р. Дона и в юго-восточных районах, где широко распространен альб, и больше в западных и юго-западных районах.

В начале сеномана море наступает с востока и юго-востока. По мере движения на северо-запад и на запад сеноманские отложения трансгрессивно залегают на все более древних породах. Кроме того, в восточных и юго-восточных районах сеноман сложен более тонкозернистыми породами — глинами и алевритами. Не исключено, что участки к юго-западу от г. Элисты, где развиты известняки и мергели (см. рис. 49), были покрыты морем, связанным с бассейном Днепровско-Донецкой впадины.

На большей части территории сеноманский бассейн был неглубоким. Об этом свидетельствуют преобладание песков, обилие глауконита и повсеместное распространение фосфоритовых желваков. Мощность сеномана различна, а местами он отсутствует, что объясняется не только разной направленностью вертикальных тектонических движений, но и неравномерным древним размывом. Учитывая данные о литологическом составе и мощностях отложений, можно утверждать, что наибольшее прогибание испытывали восточные районы правобережья Волги и Заволжья. Отдельные участки к западу от г. Элисты, в бассейне Восточного Маныча и Западного Маныча (в полосе распространения карбонатных осадков) также интенсивно погружались. Мощности сеномана достигают здесь 90—124 м. Наличие обуглившихся растительных остатков может быть объяснено близостью островов.

Для северных и восточных участков весьма вероятен принос материала с запада, из области Воронежской антеклизы, где были участки суши. В западных районах местными источниками сноса служили острова.

Туронские и коньякские отложения соответствуют единому циклу седиментации. Они повсеместно залегают трансгрессивно на неровной поверхности сеноманских и более древних пород. В основании турона располагается слой фосфоритовых желваков, иногда сцементированных в конгломерат. В местах распространения сеномана прослеживается слой «песчанистого мела» мощностью до 1,5 м, образование которого происходило за счет размыва и переотложения на глубинах до 50 м сеноманских песков и карбонатных пород.

В туронском и коньякском бассейнах накапливались исключительно карбонатные осадки, из которых впоследствии образовались белый писчий мел, большей частью грубый («мелоподобные мергели»), и известняки (см. рис. 50). Резкая смена (по сравнению с сеноманом) литологического состава осадков свидетельствует о значительном углублении бассейна, глубина которого достигала 150—500 м. (Бушинский, 1954), о большом удалении от береговой линии и о равнинности близ-

лежащей суши. Накопление известкового ила, из которого впоследствии образовались карбонатные породы, происходило в условиях теплого климата. Режим моря благоприятствовал обитанию и бурному размножению разнообразных животных и пороодообразующих водорослей — кокколитофорид. В бассейне интенсивно накапливался также кальцит неорганического происхождения, условия образования которого еще мало известны. Коньякский мел является более глинистым, чем туронский, что свидетельствует об увеличении притока обломочного материала с суши.

Для большей части рассматриваемой территории основные источники сноса располагались за ее пределами, однако для юго-западных районов обломочный материал поступал с площади современного Донбасса и Ростовского свода. Наибольшее погружение, судя по максимальным мощностям, происходило в пределах Западно-Маньчского прогиба (212 м), Маньчско-Гудилковского прогиба (250—300 м), Целинской депрессии (80—100 м) и южного окончания Доно-Медведицкого вала (70—74 м).

Начиная с сантонского века условия седиментации изменяются, что нашло отражение в литологическом составе осадков всей второй половины поздне меловой эпохи. Если для нижнего мела и сеномана характерно преобладание песчано-глинистых отложений, а для турона и коньяка — карбонатных, то начиная с сантона и по маастрихт включительно состав осадков становится разнообразнее. В частности, во второй половине сантонского века в пределах центральной меридиональной полосы описываемой территории отлагались кремнистые осадки.

Колебательные движения в сантоне усложняются. Предсантонские поднятия привели к неравномерному размыву коньякских отложений, а к северу от рассматриваемой территории — и туронских (здесь на отдельных участках сантон располагается непосредственно на сеномане). Следствием указанных движений является неполнота разреза сантонских пород. Выше отмечалось, что в некоторых районах отсутствует нижний сантон. Это можно объяснить или влиянием предсантонских поднятий, допустив, что в течение всего раннего сантона осадки не накапливались, или результатом предверхнесантонских восходящих движений, когда нижнесантонские породы (имевшие, вероятно, небольшую мощность) были уничтожены размывом.

В западных, южных и восточных районах на неровной поверхности подстиляющих пород накапливались карбонатные осадки, из которых в результате последующего диагенеза образовались в одних местах (см. рис. 51) белый писчий мел и «мелоподобные мергели», в других — известняки и мергели. Области накопления карбонатных осадков были заняты сравнительно глубоким бассейном (150—500 м). Лишь по мере приближения к Донецкому выступу глубины уменьшились примерно до 50—100 м, что подтверждается опесчаниванием мергелей и появлением песчаников, указывающих на приближение источников сноса.

В северной части рассматриваемой территории образовались алевритовые, глинистые, кремнистые и частично песчаные отложения. Они занимают обширные площади; следовательно, источник сноса находился далеко от границы описываемой территории. Район Донецкого выступа, оставшегося сушей, служил дополнительным местным источником сноса.

Анализ мощностей позволяет выделить участки меньшего и большего прогибания. Продолжал опускаться район Западно-Маньчского прогиба, где мощности осадков достигают 200—300 м, и в меньшей степени — районы Центрально-Маньчского прогиба и Целинской седловины, где мощности равны 100—150 м.

Центральные и северные участки прогибались еще меньше. Мощности здесь не превышают 119 м, а чаще всего достигают лишь нескольких десятков метров. Наибольшее погружение отмечается в южной части Приволжской моноклинали и в северо-западной части Прикаспийской синеклизы.

В бассейне кампанского века очертания моря и суши в общих чертах сохранились, и условия осадкообразования были близки к сантонским (см. рис. 52). Однако есть некоторые отличия. Наблюдается уменьшение роли органогенных и хемогенных кремнистых осадков и увеличение роли обломочных: В юго-западных районах возросло накопление глинистого материала и резко уменьшилось образование карбонатных осадков. Следствием было расширение площади, занятой известковистыми глинами и сокращение площади распространения известняков.

В восточных и юго-восточных районах несколько расширился относительно глубокий бассейн, в котором накапливались карбонатные осадки. При этом под уровнем моря оказались острова к западу и северо-западу от г. Астрахани, на междуречье Дона и Северского Донца, в районе пос. Тацинского и г. Морозовска.

Анализ мощностей показывает, что соотношение относительно приподнятых и погруженных участков осталось в основном тем же, что и в сантоне. По-прежнему наибольшее количество осадков накапливается в прогибах южной части территории, где происходило дальнейшее погружение.

Маастрихтские отложения распространены на рассматриваемой территории меньше, чем кампанские (см. рис. 53). В северных районах, в бассейнах рек Хопра и Медведицы, они отсутствуют вследствие неоген-четвертичного, а возможно, и предпалеогенового размыва. Под четвертичным покровом здесь располагаются нижнемеловые и более древние породы. На правобережье р. Дона, от границы описываемой территории до Цимлянского водохранилища палеоген залегает в довольно широкой полосе на различных горизонтах кампана. Отсутствие здесь маастрихтских отложений можно объяснить предпалеогеновым размывом, а для юго-западной части Доно-Медведицкого вала, вероятно, и существованием суши. Донецкий выступ также был приподнят выше уровня моря.

В начале маастрихтского века восходящие движения захватили южную часть Ростовского свода, северное крыло Западно-Манычского прогиба, а также Ремонтненско-Элистинский и Бугинский блоки вала Карпинского. Образовалась полоса суши широтного направления (см. рис. 53). Возможно, что отсутствие маастрихтских отложений связано местами с предпалеогеновым размывом. Усиление восходящих движений привело к еще большему, чем в кампане, разнообразию осадков. Карбонатные образования замещаются на отдельных участках глинами, алевролитами или обогащаются глинистыми частицами.

Мощности маастрихтских отложений различны, что является следствием не только разной скорости осадкообразования, но и неравномерного размыва при дифференцированных колебательных движениях. Участки наибольшего погружения приурочены к центральной части Западно-Манычского прогиба, где установлены максимальные мощности пород.

Восходящие движения еще более усилились в датском веке, вызвав обширную регрессию моря. Об очертаниях бассейна судить трудно, так как достоверные датские породы установлены лишь в Прикаспийской синеклизе и на отдельных участках предкавказской части Скифской плиты. Не исключено, что датские отложения сохранились от размыва в виде небольших островков на правобережье Волги, к югу от г. Вол-

гограда и в бассейне нижнего течения Дона в южных районах территории (как это имело место в Предкавказье). В более северных районах в датском веке располагалась суша.

Из области Прикаспия море заходило довольно далеко на север, до станции Озинки в Саратовском Заволжье. В этом бассейне повсеместно накапливались кремнистые, глинистые или карбонатные осадки, иногда с гнездами грубозернистого песка и с мелкой галькой. Такой характер осадков свидетельствует о различных условиях седиментации и прежде всего о неодинаковых глубинах моря, о наличии островов, являвшихся местными источниками сноса.

На площади предкавказской части Скифской плиты в одних местах накапливались кремнистые осадки (за счет диатомовых водорослей), а в других — известковистый ил с гравием и крупными зернами кварца. Эти осадки отлагались, вероятно, в небольших мелководных заливах моря, основная часть которого была расположена южнее, в пределах Кавказской геосинклинальной области. Грубозернистые породы свидетельствуют о близости береговой линии или существовании островов. Мощности датских отложений различны вследствие неравномерного, местами глубокого размыва. Наибольшие сохранившиеся мощности пород прослежены в разрезах скважин в районе озера Эльтон, в Заволжье и в с. Соленое Займище на правом берегу Волги (к юго-востоку от г. Волгограда). Здесь располагались, вероятно, области наибольшего погружения.

Солевой и газовый режим морей позднемеловой эпохи был нормальным и в этих бассейнах обитали разнообразные моллюски, губки, мшанки и др.

Неполнота разрезов верхнего мела на отдельных участках, выпадение одного или нескольких ярусов, а также неравномерный предпалеогеновый размыв затрудняют детальный анализ суммарных мощностей для выявления участков наименьшего и наибольшего погружения в течение всей позднемеловой эпохи. Но все же в общих чертах его можно сделать.

Наибольшее погружение отмечается в северо-западной части Прикаспийской синеклизы и восточной части Воронежской антеклизы. В полосе правобережья Волги от г. Камышина на севере до Сарпинских озер и с. Соленое Займище на юге и до меридиана оз. Эльтон на востоке. Мощности верхнего мела здесь 290—550 м.

Другая область относительно большого погружения располагается в южной части описываемой территории, в зоне Манычских прогибов. Суммарные мощности верхнего мела в этой области 800—1000 м.

На рассмотренных участках большого погружения развиты глинисто-карбонатные осадки. Прогибание компенсировалось здесь не только интенсивным накоплением известкового ила, но и приносом с суши глинистых частиц.

Меньшие мощности (100—200 м) прослеживаются в пределах Воронежской антеклизы, причем уменьшение происходит в западном направлении. Характерно, что в полосе развития обломочно-кремнистых пород сантона, кампана и маастрихта мощности возрастают по сравнению с теми участками, где эти ярусы сложены карбонатными отложениями.

Сравнительно небольшие мощности верхнемеловых пород (от нескольких десятков метров до 200—300 м) характерны для юго-восточной части рассматриваемой территории. Это объясняется не только меньшей интенсивностью седиментации, но и стратиграфической неполнотой разреза, особенно в районе г. Элисты, где суммарные мощности минимальные.

Сравнение данных о суммарных мощностях нижнего и верхнего мела позволяет установить следующие соотношения между ранне- и позднемеловыми прогибаниями. В пределах Хоперской моноклинали мощности как ниже-, так и верхнемеловых отложений сравнительно невелики. Этот участок в течение всего мелового периода погружался незначительно. На междуречье Дона и Северского Донца нижнемеловые отложения почти повсюду отсутствуют. Здесь опускание началось только в сеномане, а местами, возможно, лишь в туроне.

В юго-западных районах суммарные мощности меловых отложений возрастают за счет мощностей верхнего мела. Значит, погружение усилилось в позднемеловую эпоху. Зона Маньчских прогибов в течение всего мелового периода претерпела интенсивное прогибание. Мощность меловых пород достигает здесь 1300—1600 м. В пределах Волгоградского правобережья р. Волги мощности нижнего и верхнего мела примерно одинаковы (150—250 м), а в Заволжье они возрастают соответственно до 400—500 м.

Совершенно иная картина наблюдается в юго-восточных районах. Суммарная мощность меловых отложений здесь достаточно велика. Например, в районе г. Элисты она 415—803 м, в районе г. Астрахани 682 м. В юго-восточной части Промысловского блока вала Карпинского, близ границы описываемой территории мощность мела достигает 1650 м. Такая большая суммарная мощность создается за счет резкого возрастания мощности нижнемеловых образований.

Приведенные данные дают возможность сделать вывод, что на описываемой территории колебательные движения имели дифференцированный характер. На одних участках позднемеловые движения унаследовали интенсивность раннемеловых, на других — не унаследовали.

Верхнемеловые отложения рассматриваемой территории изучены неравномерно. Хорошо исследованы естественные разрезы по правобережью рек Дона, Хопра, Медведицы, Иловли, а также на междуречье Дона и Северского Донца, где они на большом протяжении выходят на поверхность. Кроме того, здесь имеется очень густая сеть скважин. В южных и восточных районах нет обнажений, а скважины сосредоточены здесь в основном на небольших участках.

В целом верхнемеловой отдел изучен недостаточно. В дальнейшем необходимо детальнее (до ярусов, подъярусов и зон) расчлнить разрезы по естественным обнажениям и скважинам с использованием всех групп фауны и провести полностью межплощадную корреляцию разрезов. Одновременно целесообразно осуществить монографическое описание организмов, изучить приуроченность их к определенным литологическим типам пород. Очень важно исследовать вещественный состав пород, особенно в районах развития обломочно-кремнистых разностей и в зонах перехода последних в карбонатные отложения.

Следует выяснить, насколько полны разрезы и изучить закономерности изменения литологического состава и мощностей отложений в зависимости от тектоники. Большой интерес представляет познание коллекторских свойств пород в районах, где верхнемеловые отложения перспективны на нефть и газ.

КАЙНОЗОИ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения широко развиты в пределах описываемой территории; они слагают значительную часть осадочного чехла Русской плиты на севере и Скифской плиты на юге.

В северной части территории (южный и восточный склоны Воронежской антеклизы) палеоген имеет мощность не свыше 200—250 м и образует широкое поле естественных обнажений в береговых обрывах рек и балок бассейна Дона, а также по правому берегу Волги от Волгограда до Саратова (см. Геологическую карту).

На юге описываемой территории, в пределах Скифской плиты и Прикаспийской синеклизы, поверхность палеогеновых отложений погружена на значительные глубины, превышающие зачастую 1000 и даже 2000 м. Мощность палеогена здесь резко возрастает по сравнению с Воронежской антеклизой, превышая 1200 м в разрезах Артезианской и Песчанокопской опорных скважин.

Первые данные о фауне и расчленении палеогеновых отложений рассматриваемой территории были большей частью результатами отдельных разрозненных наблюдений Р. Мурчисона, Н. Барбот де Марни, И. В. Мушкетова. Какой-либо определенной стратиграфической схемы не было.

Стратиграфическое изучение палеогеновых отложений северной части описываемой территории началось в 80-е годы прошлого века в Поволжье. Трудami И. Ф. Синцова, А. П. Павлова, а впоследствии А. Д. Архангельского была разработана региональная стратиграфическая схема, вошедшая затем в литературу под наименованием «поволжская».

Стратиграфическое расчленение палеогена западной части территории тесно связано с исследованиями Н. А. Соколова по Приднепровью, результатом которых было создание украинской стратиграфической схемы.

Подразделения как поволжской, так и украинской стратиграфической схемы представляют собой в основном региональные стратиграфические комплексы (свиты), лишь в той или иной степени охарактеризованные палеонтологически (главным образом остатками пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков). Дальнейшее изучение палеогеновых отложений рассматриваемой территории связано с разработкой указанных схем и с увязкой их между собой.

Стратиграфическая схема палеогена Нижнего Поволжья, разработанная И. Ф. Синцовым (1885), достаточно точно отображала последовательность напластования отдельных горизонтов палеогена, но основывалась почти на одних только петрографических данных. Развитие стратиграфических представлений указанного автора связано с именем А. П. Павлова, который впервые выделил и палеонтологически обосновал в составе палеогеновых отложений Поволжья следующие стратиграфические единицы (снизу вверх):

- а) глауконитовый слой Белгородни;
- б) нижнесызранские слои, характеризующиеся фауной моллюсков, близкой к фауне палеоцена Копенгагена;
- в) верхнесызранские слои, содержащие фауну, с которой более всего сходна фауна нижнеланденских слоев Бельгии;
- г) нижнесаратовские слои, ближайшим стратиграфическим эквивалентом которых А. П. Павлов считает тенетские пески Англии;
- д) верхнесаратовские слои, содержащие только зубы акул;
- е) камышинский горизонт;
- ж) царицынский ярус, в составе которого различаются нижняя и верхняя толщи.

Анализируя флору камышинского горизонта, А. П. Павлов пришел к выводу, что к ней наиболее близка флора бельгийского типа. Тем не менее, по его мнению, данные флористические комплексы не могут рассматриваться как одновозрастные, так как камышинская флора принад-

лежит более высокому стратиграфическому горизонту, близкому к серии лигнитов Франции или к более древним слоям «Ридинг Англии».

В отношении возраста царицынского яруса А. П. Павлов определенно не высказывался, однако он указал, что верхняя часть яруса — так называемые мелеттовые глины (майкопская серия) широко распространена в Южной России, на Северном Кавказе, в Крыму и относится предположительно к нижнему олигоцену или к верхнему эоцену.

Взгляды А. П. Павлова в дальнейшем были развиты А. Д. Архангельским (1928). Сохраняя в общем схему А. П. Павлова, А. Д. Архангельский значительно детализировал верхнюю ее часть, отвечающую царицынскому ярусу. Из состава последнего А. Д. Архангельский выделил толщу мелеттовых глин, которую он сопоставил первоначально с харьковским ярусом схемы Н. А. Соколова, а впоследствии стал именовать просто олигоценом, отмечая большое сходство указанной толщи с майкопскими слоями Северного Кавказа. Кроме того, А. Д. Архангельский исключил из состава царицынского яруса А. П. Павлова пачку опоковидных глин, сопоставив ее с киевским, а оставшуюся часть с бучакским ярусами схемы Н. А. Соколова.

Дальнейшее развитие стратиграфии палеогена Нижнего Поволжья связано с работами Е. В. Милановского (1930, 1940) и Г. П. Леонова (1936). Основываясь на изучении фациальных особенностей, Е. В. Милановский приходит к выводу о необходимости объединения в один стратиграфический комплекс (сызранский ярус) сызранских и нижнесаратовских слоев схемы А. П. Павлова. Кроме того, Е. В. Милановский впервые обнаружил в среднецарицынских слоях (схема А. Д. Архангельского) сравнительно богатую фауну моллюсков, подтверждающую, по его мнению, среднеэоценовый (бучакский) возраст царицынских слоев.

Г. П. Леонов (1936) отметил, что в сводном разрезе палеогена Нижнего Поволжья А. П. Павловым и другими исследователями была пропущена толща слоев мощностью до 40 м, и выделил эту толщу под названием «пролейская свита». Помимо этого он указал, что царицынские слои схемы А. Д. Архангельского естественно распадаются на две части, на границе которых наблюдаются ясные следы перерыва в осадконакоплении. Изучение моллюсковой фауны привело Г. П. Леонова к выводу, что нижняя из этих двух частей соответствует каневским слоям Украины и относится по возрасту не к среднему, а к нижнему эоцену (ипрскому ярусу). Верхняя часть была сопоставлена с бучакскими слоями, а впоследствии Е. В. Милановский (1940) выделил ее под названием «мечеткинская свита». Г. П. Леонов закрепил в предложенной им схеме объединение сызранских и нижнесаратовских слоев схемы А. П. Павлова в одно стратиграфическое подразделение — сызранскую свиту.

В дальнейшем Г. П. Леонов неоднократно возвращался к рассмотрению стратиграфии палеогеновых отложений Нижнего Поволжья. Наиболее полно стратиграфические представления изложены Г. П. Леоновым в 1961 г. Новые материалы, полученные при бурении скважин в районе Волгоградского гидроузла, позволили этому исследователю значительно детализировать стратиграфию верхней части палеогенового разреза. Между опоковидными глинами (образующими, по А. Д. Архангельскому, киевский ярус) и майкопскими глинами была вскрыта толща мергелей, в составе которой Г. П. Леонов выделил аксайские (внизу) и балыклейские слои. Аксайские слои он сопоставил с киевскими слоями бассейна Дона и тем самым показал, что киевский ярус А. Д. Архангельского принадлежит к слоям более древним, чем это считали почти все геологи.

Значительные исследования по изучению фауны палеоценовых и эоценовых отложений выполнены М. Е. Зубковичем (1960).

Вопросы стратиграфии палеогеновых отложений Волгоградского Поволжья рассматриваются также в работах Г. А. Бражникова, В. В. Бреславского и др. (1959, 1960), Н. Н. Субботиной (1953), В. А. Шохиной (1937), В. П. Семенова, Е. П. Семеновой (1953), В. П. Семенова, В. В. Бреславского, О. Б. Грозевской-Кетат (1958).

Изучение стратиграфии палеогеновых отложений Доно-Донецкой впадины вначале сводилось в основном к выделению здесь соответствующих ярусов схемы Н. А. Соколова. После исследований Б. К. Лихарева (1928), выделившего в разрезе палеогеновых отложений бассейна Нижнего Дона все ярусы украинской схемы, изучение стратиграфии палеогена продолжили здесь Г. П. Леонов, А. К. Алексеев, Н. А. Григорович-Березовский, А. П. Кичапов, И. И. Томкович и др.

Толща палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона была расчленена Г. П. Леоновым (1939) на пять свит, сопоставленных им с соответствующими свитами украинской и поволжской стратиграфических схем. В это же время А. П. Кичапов впервые изучил фауну фораминифер из отложений киевского яруса северо-восточной окраины Донбасса.

После перерыва в исследованиях, вызванного Великой Отечественной войной, стратиграфию палеогена на территории Доно-Донецкой впадины изучали В. П. Семенов (1957, 1964, 1965), Г. П. Леонов (1961), И. А. Шамрай (1952, 1964) и др.

В период с 1949 по 1951 г. К. Н. Негодаев-Никонов, И. А. Шамрай и Ю. П. Никитина впервые выделили на северо-восточной окраине Донецкого бассейна и охарактеризовали по фораминиферам палеоценовые отложения, представленные толщей детритусовых известняков и песчаников. Позднее В. П. Василенко и К. Н. Негодаев-Никонов (1954) сопоставили эти отложения на основании изучения фауны фораминифер с нижней частью канево-бучакских слоев Днепровско-Донецкой впадины и монтским ярусом Швеции.

Начало планомерного изучения стратиграфии палеогена южной части рассматриваемой территории было связано с именем Ф. Ф. Голынца (1932), который впервые выделил белые мергели на Южных Ергенях (у кургана Белая Глина) в качестве аналогов фораминиферовых слоев Кавказа. Темные ергенинские глины этот исследователь считал аналогами майкопской свиты и относил к олигоцен-миоцену.

Развитие взглядов Ф. Ф. Голынца связано с исследованиями Ф. П. Пантелеева (1947а), который выделил в разрезе палеогена нерасчлененные палеоцен-нижнеэоценовые отложения, фораминиферовые слои (эоцен — нижний олигоцен) и майкопские слои (средний олигоцен — нижний миоцен).

Фораминиферовые слои Ф. П. Пантелеев расчленил на три свиты (снизу вверх): зеленую (F_1), белоглинскую (F_2) и солонскую (F_3). На основании микрофаунистических определений А. А. Кариус и Н. Н. Субботиной Ф. П. Пантелеев сопоставил солонскую свиту с белой свитой Кавказа, благодаря чему впервые удалось доказать принадлежность солонских отложений не к майкопской серии, а к самым низам верхнефораминиферовой толщи. Карбонатные глины верхнего горизонта солонской свиты (F_3^3) параллелизуются им на основании изучения фораминифер со слоями с *Bolivina* и *Variamussium fallax*. К югу Северного Кавказа. Белоглинская свита и верхняя часть зеленой свиты сопоставляются Ф. П. Пантелеевым с киевским «ярусом» схемы Н. А. Соколова. Стратиграфическим аналогом харьковского «яруса» является, по мнению Ф. П. Пантелеева, солонская свита.

В дальнейшем Г. П. Леонов (1961) сопоставляет харьковскую свиту со средней частью солонской свиты и с нижней — средней частями белой свиты Северного Кавказа. Киевскую свиту Г. П. Леонов параллелизует с белоглинской (керестинской) и нижней частью солонской свиты.

В составе майкопской серии Ф. П. Пантелеев выделил (снизу вверх) хадумские слои, листоватую, нугринскую, арадыкскую и цаганхакскую свиты и сопоставил их с соответствующими свитами, выделенными К. А. Прокоповым при изучении разреза в долине р. Кубани. В результате впервые были установлены аналоги хадумского горизонта, а также нижней, средней и верхней частей майкопской серии Северного Кавказа.

В последующий период работы по стратиграфии палеогена основываются преимущественно на данных изучения фауны мелких фораминифер, по которым выделяются местные и крымско-кавказские микрофаунистические зоны, а также соответствующие им региональные стратиграфические единицы северо-кавказской стратиграфической схемы. Из числа этих работ следует в первую очередь назвать труды Ю. П. Никитиной и Г. И. Вольпина (1959), Ю. П. Никитиной (1962, 1964), Ю. П. Никитиной и Ю. Н. Швембергер (1963, 1965), В. Г. Морозовой и Ю. А. Сударикова (1959), Ю. А. Сударикова (1962), а также Е. К. Шудкой (1960), Н. Н. Субботиной (1953), Л. С. Тер-Григорьянц и др. (1958), Л. С. Тер-Григорьянц (1964), Г. Н. Родзянко (1959а, 1965), Б. П. Жижченко (1953, 1958, 1964а), М. М. Беляевой (1962, 1965), Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964) и др.

Как результат более чем полувековой истории изучения палеогена в пределах рассматриваемой территории выделяется ряд геологических регионов, для которых к настоящему времени разработаны региональные стратиграфические схемы. К их числу относится, в частности, поволжская схема, охватывающая бассейн среднего и нижнего течения р. Волги. Западнее, в бассейне Дона, палеогеновые отложения расчленяются по донецко-украинской стратиграфической схеме, которую после работ Г. П. Леонова (1961) и В. П. Семенова (1965) правильнее именовать донецкой. Палеогеновые отложения южной части рассматриваемой территории во многом сходны с соответствующими отложениями Предкавказья и обычно расчленяются по северо-кавказской стратиграфической схеме или весьма тесно с нею увязываются. Однако для отдельных частей этой территории разработаны местные стратиграфические схемы, в числе которых следует отметить ергенинскую схему Ф. П. Пантелеева (1947а).

Решением Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) СССР от 16 апреля 1964 г. утверждено ярусное деление палеоцена и эоцена для юга европейской части СССР. Предложенные новые ярусы выделены на основе изучения Бахчисарайского разреза в Крыму, который принят в качестве стратотипа. Однако резкие литологические и палеонтологические различия нижнепалеогеновых отложений стратотипа и описываемой территории не позволяют с уверенностью выделять в пределах последней указанные новые ярусы.

Поскольку, однако, эти ярусы совпадают с подотделами палеогена (за исключением верхнего эоцена), а также выделены палеогеновой комиссией МСК в опорном разрезе, по р. Кубани (Решение Постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР 1963, 1964 гг.), представляется возможным ориентировочно привязать регионально-стратиграфические подразделения рассматриваемой территории к новому ярусному делению (табл. 36).

**Региональная схема
деления палеогеновых и нижнемиоценовых отложений**

| Система | Отдел | Подотдел | Ярус | Микрофаунистические зоны, по Ю. П. Никитиной и Е. К. Щуцкой | Прикаспийская синеклиза (юго-западный борт), вал Карпинского (восточная часть) | Ростовский свод, предкавказская часть Скифской плиты, вал Карпинского (западная часть) | Воронежская антеклиза (без Приволжской моноклинали), Донбасс | Приволжская моноклинал | |
|--------------|--------------------------|---|---|---|--|--|--|---------------------------------|-------------------|
| Неогеновая N | Миоцен N ₁ | Нижний N ₁ ¹ | | Neobulimina elongata | Майкопская серия (Pg ₃ — N ₁ ¹) mk | Нерасчлененная майкопская (верхняя часть) | Размыв | Майкопская серия нерасчлененная | |
| | | | | Cibicides ornatus | | | Нижне-цаганхакская подсвита | | |
| Новая Pg | Олигоцен Pg ₃ | Верхний Pg ₃ ³ | Нижний + средний Pg ₃ ¹⁺² | Caucasina buliminoides | Хадумский горизонт | Нугринская свита | Арадыкская свита | Полтавская серия | |
| | | Нижний + средний Pg ₃ ¹⁺² | | Переходная зона | | Нугринская свита | Нугринская свита | | |
| | | | | Ostracoda | | Листоватая свита | | | |
| | | | | Spiroplectamina carinata | | Остракодовый пласт | | | |
| | | | | Haplophragmoides deformabilis | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| Новая Pg | Pg ₂ | Верхний Pg ₂ ³ | Альминский | Bolivina antegressa | Белоглинская свита | Солончая свита | Верхнесолонские слои | Лучинские слои | Балыклейские слои |
| | | | Бодракский | Globigerinoides globatus | | | Кумская свита | Среднесолонские слои | |
| | | Пелагические фораминиферы | | Керестинская свита | Нижнесолонские слои | | | Киевская свита | |
| | | Нанткенина alabamensis | | | | | Аксайские слои | | |

| | | | | | | | | | | |
|----------|---------|---|-----------------|---|--|------------------------|----------------------|-------------------------|------------------------|-------------------|
| Палеог | Эоцен | Средний Pg ₂ ² | Симферопольский | <i>Acarinina crassaformis</i> и <i>Truncorotalia aragonensis</i> | Черкесская свита | | Черские слои | Бучакская свита | Волгоградская свита | Елшанские слои |
| | | | | | | Осиновские слои | Мечеткинские слои | | | |
| Палеоцен | | Нижний Pg ₁ ¹ | Бахчисарайский | <i>Globorotalia crassata</i> | Георгиевская свита | | Суровикинские слои | | Царицынская свита | |
| | | | | | | | Вешенские слои | | | |
| | | Верхний Pg ₁ ² | Качинский | <i>Acarinina subsphaerica</i> и <i>A. conicotruncata</i> | Нальчикская серия (свиты Горячего Ключа и абазинская) | | Бузиновские слои | Пролейская свита | | |
| | | Нижний Pg ₁ ¹ | Инкерманский | <i>Acarinina angulata</i> | Черкесская серия | Эльбурганская свита | Ейская свита | Перерыв | | Камышинская свита |
| | | | | Примитивные акаринины | | | | Верхнетаинские слои | Сызранская свита | |
| Меловая | Верхний | | Датский | Гладкостенные глобигерины | | Кубанские слои | | Нижнетаинские слои | Агломератовая толща | Березовские слои |
| | | | | | | | | Верхнемеловые отложения | | |

Тем не менее следует подчеркнуть, что сопоставление Крымского (стратотипического) и Кубанского разрезов в настоящее время является предметом детального изучения и оживленной полемики. В частности, по данным Б. Т. Голева (сообщение на Восьмом пленарном совещании Палеогеновой комиссии МСК, 1966 г.), выделенный в нижней части бодракского яруса куберлинский горизонт («Советская геология», № 4, 1963 г.) должен быть отнесен к среднему эоцену на основании детального изучения нуммулитов в Бахчисарайском разрезе. Поэтому в основу расчленения палеогеновых отложений нами положены региональные стратиграфические единицы, выделяющиеся в каждом районе рассматриваемой территории.

В соответствии с последним решением Палеогеновой комиссии МСК (1964) граница между палеогеновой и меловой системами в пределах Крымско-Кавказской области проводится по подошве инкерманского яруса, которая соответствует подошве эльбурганской свиты палеогена Северного Кавказа. Однако в настоящее время при подобном понимании положения нижней границы палеогена к последнему, по данным некоторых исследователей, придется отнести в ряде районов часть тех отложений, которые обычно причисляются к датскому ярусу. В частности, М. В. Муратов и Г. И. Немков (1960) рассматривают в составе датского яруса те отложения, которые выделяются Палеогеновой комиссией МСК в качестве инкерманского яруса нижнего палеоцена.

Еще более неопределенной сейчас является нижняя граница палеогена в полосе развития мелководных аналогов датского яруса и эльбурганской свиты, охарактеризованных бентической фауной фораминифер.

В связи с этим в принятой нами схеме нерасчлененные отложения датского яруса и нижнего палеоцена, представленные относительно мелководными мергельными отложениями, объединяются в черекскую серию (Жижченко, 1953; Леонов, Алимарина, 1964), а соответствующие ей песчанистые мелководные отложения выделяются в ейскую свиту.

Необходимо указать также, что в данном разделе будет описана верхняя, нижнемиоценовая, часть единой майкопской серии. Следует отметить, что принятая нами схема расчленения и сопоставления палеогеновых отложений различных районов (рис. 57) содержит ряд дискуссионных моментов. В частности, существует представление о нижнеэоценовом возрасте пролейской свиты и ее аналогов (Зубкович, 1960). В. П. Семенов (1965) относит к палеоцену не только пролейскую, но и нижнюю часть вышележащей царицынской свиты. Значительно ниже, чем в предлагаемой схеме, а именно: по подошве куберлинского горизонта, Ю. П. Никитина и Ю. Н. Швембергер (1965) проводят нижнюю границу верхнего эоцена.

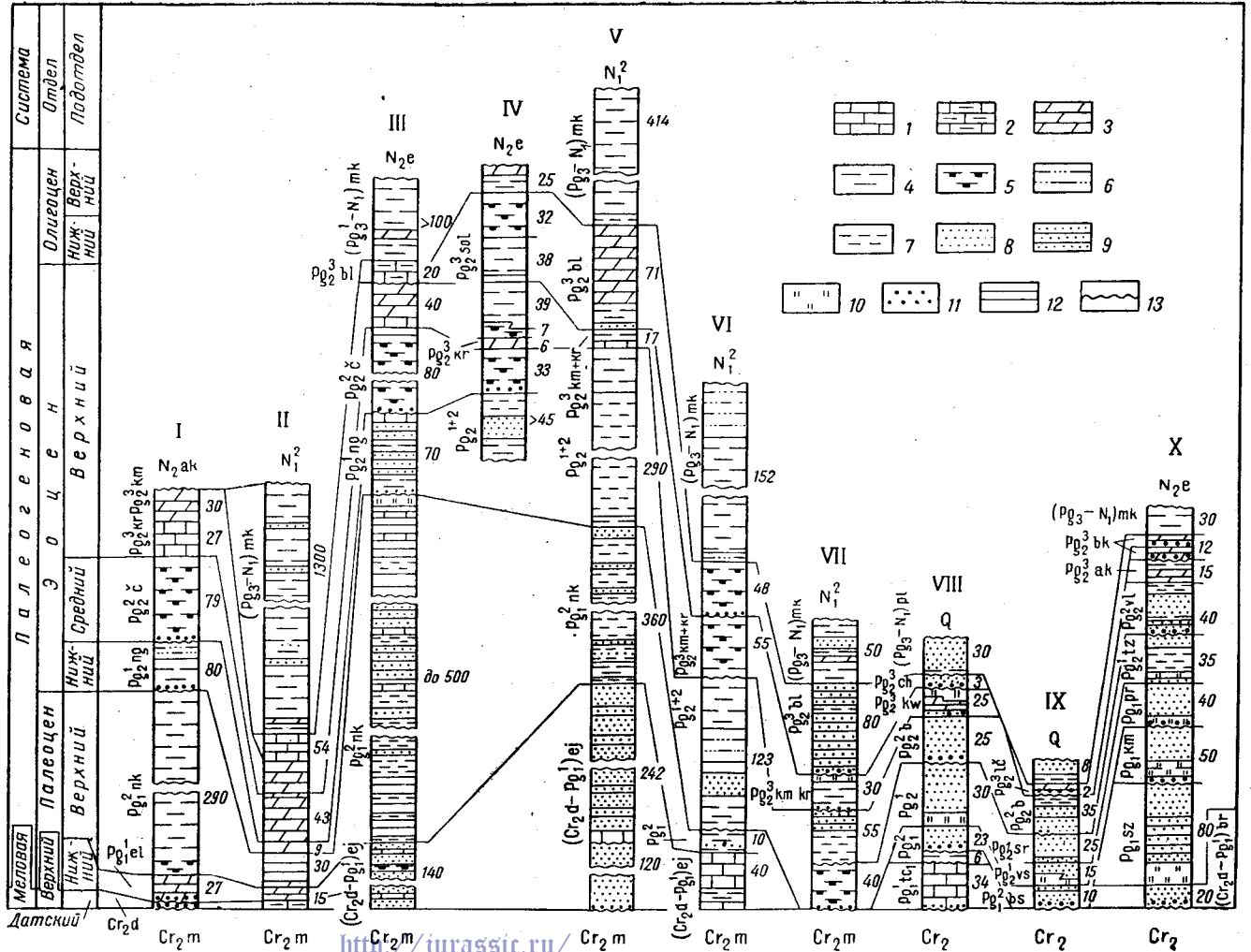
К числу спорных вопросов относится также положение нижней границы олигоцена. Ряд исследователей (Тер-Григорьянц, 1964; Никитина, 1964 и др.) относят к олигоцену (хадумскому горизонту) те отложения, которые рассматриваются нами в составе верхнего эоцена. Спорной является и верхняя граница хадумского горизонта, которую Л. С. Тер-Григорьянц и Ю. П. Никитина проводят в основании отложений зоны *Spirolectamina saginata*. Подобное понимание объема хадумского горизонта основано на представлении о разновозрастности полбинского остракодового пласта Северного Кавказа и остракодового пласта рассматриваемой территории.

Не существует в настоящее время единого мнения о возрасте и объеме полтавской серии, рассматриваемой нами в качестве мелко-

Рис. 57. Схема сопоставления разрезов палеогеновых отложений

I — Хайганская площадь; II — Артезианская опорная скважина; III — Элистинский разрез (Амтинская и Вишневская площади); IV — Маньчская площадь, скв. 132; V — Песчанокопская опорная скважина; VI — Ейский разрез, скв. К-8; VII — Ростовский свод, скв. 50; VIII — Тадинский разрез, скв. 2071; IX — бассейн р. Чира; X — район г. Волгограда

1 — известняк; 2 — известняк глинистый; 3 — мергель; 4 — глины; 5 — глина известковистая; 6 — глина песчанистая и песок глинистый; 7 — алевриты и алевролиты; 8 — пески; 9 — песчаники; 10 — опоки; 11 — гравино-галечниковый материал; 12 — аргиллиты; 13 — линия размыва



водного и континентального аналога майкопской серии. Рядом исследователей эти отложения относятся к различным подразделениям миоцена (Родзянко, 1965) или только к сармату (Шамрай, 1959).

ПАЛЕОЦЕН

Прикаспийская синеклиза (юго-западный борт) и вал Карпинского (восточная часть)

В пределах данного района палеоценовые отложения представлены относительно глубоководными мергельно-глинистыми осадками и обнаруживают тесную литологическую и палеонтологическую близость с соответствующими отложениями Предкавказья. Как будет показано ниже, это и явилось основой для выделения в их составе подразделений северо-кавказской стратиграфической схемы.

Нижняя часть рассматриваемых отложений, выделяющаяся под названием черекской серии и охватывающая датский ярус и нижний палеоцен, повсеместно представлена мергельно-известняковыми породами, заметно опесчаненными на западе описываемого района. Верхний палеоцен, составляющий нальчикскую серию, залегает на разных горизонтах нижнего палеоцена и верхнего мела и представлен известковистыми, обычно темно-серыми, аргиллитоподобными, зачастую опоковидными глинами с присыпками алеврита.

Палеонтологическая характеристика черекской и нальчикской серий различна, как и литологическая. Отложения черекской серии обычно характеризуются обильной фауной мелких фораминифер (с известковистыми стенками), остатки которых являются основой для корреляции разрезов. Верхний палеоцен в пределах рассматриваемой территории содержит в основном примитивные песчанистые формы фораминифер и радиолярии. Однако в составе верхнепалеоценовых отложений отмечаются и планктонные фораминиферы, среди которых наиболее характерны *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *A. tagjikistanensis* Вукова.

Для характеристики датско-палеоценовых отложений приводим описание разреза Халганского соляного купола, расположенного в юго-западной части Прикаспийской синеклизы (снизу, рис. 58):

- | | |
|--|------------|
| 1. Известняки белые с <i>Globotruncana</i> sp. и <i>Grammostomum incrassatum crassum</i> V ass. | |
| 2. Мергель брекчированный, сильно пиритизированный, с обломками нижележащих известняков | 0,07 м |
| 3. Мергель зеленовато-серый, пятнистый | 2,5 " |
| 4. Мергель зеленовато-серый, пятнистый, с большим количеством крупнозернистого глауконита, распределенного в виде скоплений неправильной формы. В породе часто отмечаются крупногравийные (до 3 мм) угловатоокатанные частицы зеленой глины, мелкая угловатая известняковая галька светло-серого цвета, а также зубы акул и ходы илоедов | 0,1—0,15 " |
| 5. Мергель зеленовато-серый, крепкий, массивный. Местами отмечаются текстуры взмучивания, мелкие ходы илоедов, а также пиритизация по тонким трещинам | 7 " |
| 6. Мергель серый, крепкий, с тонкими пиритизированными растительными остатками. Отмечаются также мелкие ходы илоедов и редкие моллюски <i>Ostrea sinzovi</i> Netsch. (определение Б. П. Жижченко) | 3 " |
| 7. Глины черные, тонкие, известковистые, с характерной скорлуповатой отдельностью | 25 " |
| 8. Глины темно-серые, аргиллитоподобные, опоковидные, в верхней части неизвестковистые, с пятнами светло-серого алевритистого материала (текстура взмучивания) | до 230 " |

Эти отложения перекрываются тонкоотмученными глинами нижнего эоцена с *Globorotalia marginodentata* Subb. В основании глин

отмечаются фосфоритовые гальки размером до 2 см и скопления крупных (до 2 мм) зерен глауконита.

Нижние слои описанного разреза, представленные мергелями, залегающими с разрывом на маастрихтских известняках, соответствуют в целом толще эльбурган-датских мергелей Кубанского разреза (черекской серии). Вышележащая толща темно-серых аргиллитоподобных и опоковидных глин довольно уверенно сопоставляется со свитой Горячего Ключа и абазинской свитой Кубанского разреза.

В приведенном разрезе Халганского купола Г. Н. Швембергер выделила в толще мергелей следующие микрофаунистические зоны (снизу вверх):

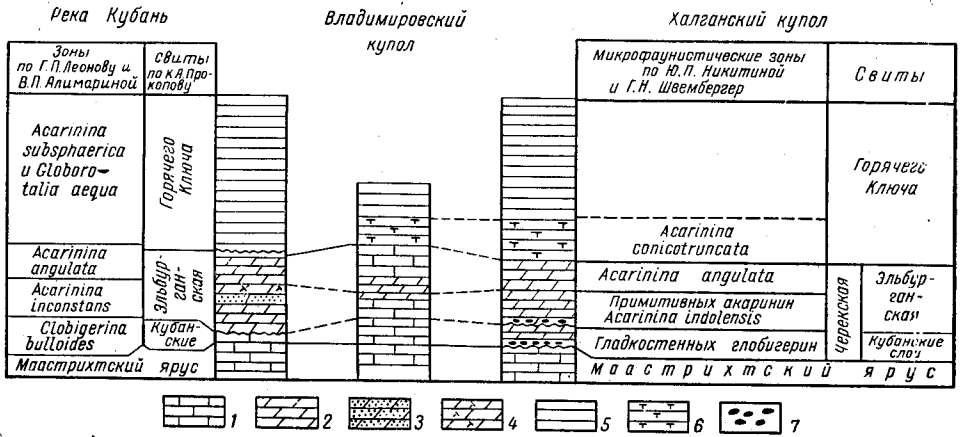


Рис. 58. Схема сопоставления разрезов палеогеновых отложений юго-западной бортовой зоны Прикаспийской синеклизы и р. Кубани

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — мергель песчанистый; 4 — мергель кремнистый; 5 — глины аргиллитоподобные известковые; 6 — глины известковые; 7 — гравий, галька

1) гладкостенных глобигерин, приуроченную в общем к первому слою;

2) примитивных акаринин с *Acarinina indolensis* Могоз., соответствующую слою 3;

3) *Acarinina angulata*, объединяющую (слой 4, 5, 6). Эти же зоны выделены Ю. П. Никитиной в разрезе соседнего с Халганским Владимировского купола.

Последовательная смена крупных групп глобигерин и глобороталий Халганского и Владимировского разрезов, несмотря на некоторые отличия в наименовании зон, в целом аналогична той, которая установлена Г. П. Леоновым и В. П. Алимариной (1964) в опорном разрезе по р. Кубани. Зона гладкостенных глобигерин соответствует, видимо, зоне *Globigerina pseudobuloides*, выделенной упомянутыми авторами в нижней части толщи эльбурган-датских мергелей (кубанские слои), о чем свидетельствует и одинаковое положение обеих указанных зон в разрезе (непосредственно выше маастрихтского яруса).

Вышележащая зона примитивных акаринин с *Acarinina indolensis* и *Acarinina inconstans*, а также зона *Acarinina angulata* могут быть сопоставлены с зонами *Acarinina inconstans* и *Acarinina angulata*, характеризующими, по Г. П. Леонову и В. П. Алимариной, эльбурганскую свиту. Верхние слои палеоцена, сложенные в основном темными аргиллитоподобными глинами, содержат почти исключительно аглютированные фораминиферы. Однако в подошве этих слоев, где зале-

гают иногда слабокарбонатные глины, отмечается комплекс планктонных фораминифер с *Acarinina conicontruncata* Subb., характеризующий в разрезах Предкавказья нижнюю часть свиты Горячего Ключа.

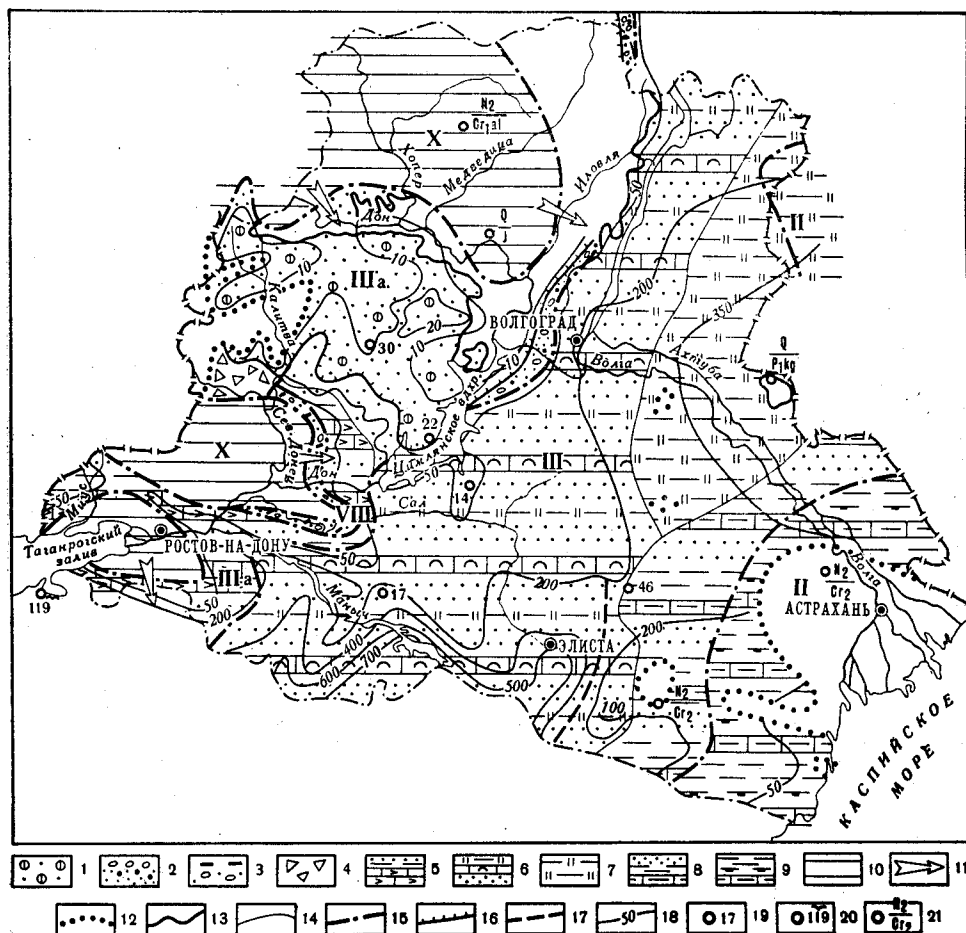


Рис. 59. Литолого-палеогеографическая карта палеоценового времени

Литологические комплексы: 1 — пески с прослоями желваковых фосфоритов, 2 — пески разнозернистые с гравийными и галечниковыми прослоями, 3 — лигниты, лигнитизированные глины с прослоями гальки и крупнозернистого песка, 4 — агломераты, 5 — детритусовые известняки, глины, пески, 6 — пески с прослоями биогенных известняков и опоквидных глин, 7 — глины опоквидные, 8 — известняки глинистые, глины, пески, 9 — известняки глинистые, глины известковистые и неизвестковистые; 10 — осадочные обломочные породы областей древней суши; 11 — направление сноса обломочного материала; границы: 12 — древних разрывов, 13 — четвертичных разрывов (центр современного распространения), 14 — литологических комплексов, 15 — палеогеографических областей, 16 — распространения перерывов в основании рассматриваемой части разреза; 17 — палеогеографические барьеры, связанные с дизъюнктивными нарушениями; 18 — изопакиты; 19 — 20 — разрез по скважине, мощность (м): 19 — полная, 20 — неполная за счет отсутствия данных по верхней части; 21 — отсутствие отложений данного возраста, наложение более молодых на более древние. Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; IIIа — море, прибрежная зона; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; X — равнины низменные

Таким образом, как литологический облик палеоценовых отложений рассматриваемого района, так и их палеонтологическая характеристика дают основание для выделения соответствующих подразделений кубанской стратиграфической схемы в составе этих отложений.

Как видно из приведенного выше описания разреза Халганского купола, отложения, содержащие комплекс гладкостенных глобигерин,

отделяются от вышележащих мергелей зоны *Acarinina indolensis* четким разрывом, совпадающим с перерывом, который наблюдается между эльбурганской свитой и кубанскими слоями в разрезе по р. Кубани. К западу от описываемого района палеоценовые отложения постепенно обогащаются песчанистым материалом (рис. 59). В этом же направлении существенно меняется и видовой состав фауны фораминифер. В составе датского яруса и нижнего палеоцена почти полностью исчезают планктонные виды, и преобладающую роль играют бентические известковистые фораминиферы, характеризующие палеоценовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Так, в скважинах Бузгинского поднятия отложения черекской серии представлены песчанистым, с гнездами глауконита, светло-зеленым мергелем мощностью 14 м, содержащим, по данным Е. К. Шуцкой (1960), наряду с ископаемым планктоном значительное количество бентических фораминифер, входящих в своеобразную ассоциацию днепровско-донецкого палеоцена. Опесчанивается к западу и верхний палеоцен, представленный здесь чередованием темно-серых опоковидных глин и кварц-глауконитовых мелкозернистых песчаников мощностью до 320 м.

Азово-Кубанская впадина (северный борт) и вал Карпинского (западная часть)

В пределах этого района датско-палеоценовые отложения представлены исключительно песчано-алеврито-глинистыми отложениями. Нижняя часть их, охватывающая датский ярус и низы палеоцена, объединяются нами, в соответствии с предложением В. Г. Морозовой, в ейскую свиту.

В разрезах западной части вала Карпинского (Элистинско-Ремонтненский блок) и Маныч-Гудилковского прогиба ейская свита изучена слабо. Она представлена здесь преимущественно известковистыми мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песками и алевритами с прослоями глин. Эти отложения содержат богатый комплекс известковистых бентических фораминифер, известных из датских и палеоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины.

Верхний палеоцен сложен известковистыми кварц-глауконитовыми песками и алевритами с прослоями темно-серых слюдистых глин и содержит преимущественно песчанистые фораминиферы.

Ниже описывается сводный разрез Амтинской и Вишневецкой площадей западной части вала Карпинского (снизу вверх):

1. Известняки серые, мелкокристаллические
2. Пески светло-серые, тонкозернистые, известковистые, с прослоями темных известковистых глин и известняков с *Anomalina acuta* Plum., *A. praecuta* Vass., *Guttulina ipatovevi* Vass., *Cibicides lectus* Vass., *C. incognitus* Vass., *Globigerina triloculinoides* Plum., *G. varianta* Subb., *Bulimina quadrata* Plum. 100—140 м
3. Аргиллиты темно-серые, алевритистые, известковистые, иногда опоковидные, с ходами илоедов, а также с пятнистым распределением светлого алевритистого материала (текстуры взмучивания). Ю. П. Никитиной здесь обнаружены *Spiroplectamina spectabilis* (Grzyb.), *Reussella paleocenica* (Brotz.), *Haplophragmoides caucasicus* Schutz., *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Protonina complanata* (Frankе), *Acarinina conicotruncata* Subb. и *Globigerina varianta* Subb. 35—120 „
4. Алевриты известковистые, сильно слюдистые, местами с четко выраженной ихнитовой текстурой, обусловленной большим количеством переплетающихся ходов илоедов. Весьма характерна своеобразная волнистая слоистость. В толще алевритов отмечаются прослои песков, а также темно-серых алевритистых аргиллитоподобных глин 250 „
5. Пески зеленовато-серые, тонкозернистые, глауконито-кварцевые. В толще песков отмечаются несколько невыдержанных прослоев (мощ-

ностью до 2 м) крепкого песчанистого известняка, содержащего обломки крупных раковин устриц

80 м

6. Опoki пепельно-серые, алевроитистые, плотные, неизвестковистые .

11 „

7. Глины темно-серые, зеленоватые, слабоизвестковистые, с большим количеством мелких раковин *Nucula* sp. и с фораминиферами *Globigerina pseudoeoacaena* Subb., *Globorotalia crassata* Cushman., *G. ex gr. lensiformis* Subb., *Acarinina intermedia* Subb., *Ammobaculites midwayensis* Plummer. В основании глин отмечается прослой песчаника с галькой фосфоритов

15—17 „

Наиболее древними из палеогеновых отложений описанного разреза являются пески слоя 2. Этот слой изучен по керну скв. 1-Р Вознесенской площади (интервал 980—1000 м), скв. 47 этой же площади (интервал 1030—1090 м). Найдена фауна, указывающая на их палеогеновый возраст. Подстилающие эти отложения известняки (скв. 1-Р), по данным микропалеонтологических определений В. А. Шохиной, отнесены к маастрихту. Таким образом, стратиграфическое положение песков слоя 2 определяется довольно уверенно. Г. П. Леонов и др. (1965), изучая разрез скв. 40 (соседней со скв. 47), отнес слой 2 и перекрывающую его пачку глин (слой 3) к верхнему мелу. Такое определение, по мнению Е. Н. Федоренко, является, по-видимому, ошибочным.

В ряде разрезов (Ики-Бурульская, Бага-Бурульская площади, Джанайская опорная скважина и др.) датский ярус и нижний палеоцен отсутствуют, и вышележащие отложения нальчикской серии с ясными следами размыва перекрывают различные горизонты верхнего мела. В основании верхнепалеоценовых слоев наблюдаются прослой микроконгломерата и сильно окремненных глауконитизированных конгломератовидных известняков.

Наиболее полный разрез датско-палеоценовых отложений в пределах северного борта Азово-Кубанской впадины описан несколькими авторами в Песчанокопской опорной скважине (Шуцкая, 1960; Шамрай, 1964).

По данным А. И. Шамрая, нижняя часть ейской свиты Песчанокопского разреза представлена толщей известковистых глауконитизированных песков мощностью 120 м, залегающих с размывом на маастрихтском ярусе. Выше прослеживаются известковистые пески с прослоями детритусовых песчаников, слагающие верхнюю часть ейской свиты, мощность которой составляет 242 м. В основании этой части разреза залегает пачка мощностью до 10 м детритусовых известняков прибойного типа, что свидетельствует о наличии перерыва на контакте с подстилающими отложениями. На это же указывает присутствие значительного количества крупнозернистого глауконита и мелких хорошо окатанных желваков фосфорита в основании верхней части ейской свиты.

На основе изучения фораминифер Г. А. Малышек относит нижнюю часть ейской свиты (ниже перерыва) к датскому ярусу, а верхнюю выделяет в качестве эльбурганского горизонта, для которого приводит комплекс многочисленных бентических фораминифер с *Cibicides lectus*.

Наличие размыва в средней части ейской свиты отмечалось и В. Г. Морозовой, которая условно отнесла эту часть по фауне фораминифер к датскому ярусу, а верхнюю включила в состав нижнего палеоцена. Следует отметить, что недостаточная изученность бентических фораминифер не позволяет в настоящее время дать точное обоснование возраста ейской свиты, а также уверенно сопоставить нижнюю и верхнюю ее части с соответствующими подразделениями черекской серии, охарактеризованными планктонной фауной.

Однако как по стратиграфическому положению, так и учитывая постепенную смену к западу датско-нижнепалеоценовых известняково-мергельных отложений песчанистыми, ейская свита, вероятнее всего, соответствует черекской серии. Горизонт размыва, отмечающийся в средней ее части, может отвечать перерыву между кубанскими слоями и эльбурганской свитой.

Вышележащие отложения верхнего палеоцена мощностью 360 м представлены неизвестковистыми темно-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых и черных аргиллитоподобных глин, в составе которых отмечаются преимущественно песчаные фораминиферы, характеризующие обычно верхний палеоцен. В соседнем, ейском разрезе Ю. П. Никитиной в нижней части верхнего палеоцена определены и единичные планктонные виды, среди которых следует отметить вид *Acarinina subsphaerica* (Subb.), характерный для верхнепалеоценовых отложений Кавказа.

Значительные фациальные изменения палеоценовых образований, сопровождающиеся резким сокращением мощностей, отмечаются при приближении к Ростовскому своду и к открытому Донбассу, которые в палеоценовую эпоху представляли собой, видимо, участки суши. Ейская свита сложена в этих районах грубыми детритусовыми известняками прибойного типа (по определению И. А. Шамрая, 1964). Так, в разрезе скв. К-8, пробуренной к югу от с. Маргаритовки, мощность ейской свиты, сложенной детритусовыми известняками, достигает всего 40 м.

Верхний палеоцен, представленный, по данным Ю. П. Никитиной, только своей нижней частью (свита Горячего Ключа), в резко сокращенной мощности (10 м) сложен в нижней части слоем черных, углестых (торфянистых) глин озерно-лагунного типа, сменяющихся затем слоем грубозернистого глауконитового песка мощностью 1 м, выше которого прослеживаются темно-серые известковые глины с пиритом и сидеритом.

Наличие в основании верхнего палеоцена торфянистых глин, прослеженных И. А. Шамраем (1964) почти повсеместно в пределах северного борта Азово-Кубанской впадины, указывает на подъем седиментационной области и регрессию моря в конце нижнего палеоцена. Литологический облик глин свидетельствует об установлении континентальных или субконтинентальных условий в начале верхнепалеоценового времени.

Воронежская антеклиза (без Приволжской моноклинали) и Донбасс

Нижнепалеоценовые отложения данного района представлены нижнетацинскими слоями, которые в западной части района фациально переходят в верхнюю часть агломератовой толщи. В состав верхнего палеоцена входят верхнетацинские и бузиновские слои.

Рассмотрение палеоценовых отложений будет наиболее правильно начать с полного разреза, развитого в узком заливообразном палеопрогибе между открытой частью Восточного Донбасса и приподнятым южным склоном Воронежской антеклизы. В этом районе палеоценовые отложения вскрыты многочисленными скважинами и представлены в нижней части толщей детритусовых известняков или песчаников, объединяемых И. И. Томковичем в детритусовый горизонт и относящихся к нижнетацинским слоям. Данный горизонт характеризуется богатой фауной фораминифер, на основании которой он отнесен Ю. П. Никитиной к зоне *Cibicides lectus*.

По данным И. А. Шамрая (1952), в составе детритусовых известняков присутствует заметное количество окатанных обломков тонкоструктурного известняка, содержащего карбоновую микрофауну. В породах отмечается также значительное количество обломков макрофауны, среди которых установлено присутствие моллюсков *Ostrea bellovacina* Lam. (Негодаев-Никонов, Филиппов, 1955).

В тесной связи с описанными нижнетатиинскими слоями находится толща пород, известная в литературе как северодонецкий агломерат. Генезис и возраст этой толщи рассматривался многими геологами (В. С. Поповым, П. В. Кумпаном, А. П. Кичаповым, А. Я. Дубинским, Я. П. Маловицким). Агломерат развит в нижнем течении рек Глубокой и Калитвы и представляет собой толщу мощностью до 400—500 м, состоящую из обломков каменноугольных, пермско-триасовых и верхнемеловых пород.

Нижняя часть агломератовой толщи сложена крупными глыбами пород карбона и верхнего мела, размер этих глыб иногда достигает 100 м. Вверх по разрезу количество и размер обломков постепенно убывают, и верхние горизонты (свита песчаных мергелей А. Я. Дубинского) сложены известковистыми глинистыми песками и рыхлыми песчаниками, содержащими сравнительно редкие обломки пород карбона и верхнего мела. Содержание цементирующего глинисто-карбонатного вещества вниз по разрезу толщи уменьшается, однако даже в самых ее нижних частях отмечается тонкий известковистый материал.

В составе цементирующей массы верхней и средней части агломератовой толщи Ю. П. Никитиной определены фораминиферы зоны *Sibicides lectus*, что служит основанием для сопоставления рассматриваемых отложений с нижнетатиинскими слоями.

В бассейне р. Глубокой агломератовая толща перекрывается пачкой серых опоковидных глин нижней части вешенских слоев нижнего эоцена. В бассейне р. Калитвы над агломератом залегают бузиновские слои, в базальном горизонте которых А. П. Кичаповым была обнаружена *Cucullea volgensis* V a g b.

Возраст агломератовой толщи, особенно нижней ее части, не содержащей палеонтологических остатков, к настоящему времени не может считаться окончательно установленным. Большинство геологов относит эту толщу к датскому ярусу — палеоцену.

Верхний палеоцен представлен в нижней части верхнетатиинскими слоями. Эти слои залегают на детритусовых известняках с ясными следами размыва, а к северу, в нижнем течении р. Березовой, перекрывают непосредственно верхнемеловые отложения. В палеонтологическом отношении верхнетатиинские слои охарактеризованы очень слабо и содержат, по данным Ю. П. Никитиной, исключительно радиолярии и спиккулы губок. Трансгрессивно залегают и бузиновские слои, перекрывающие на большей части района (бассейны р. Чира и среднего течения Дона) различные горизонты верхнемеловых отложений, а на остальной площади — верхнетатиинские слои.

В пределах большей части рассматриваемого района мощность палеоценовых отложений резко сокращена и они представлены только своей верхней частью (бузиновскими слоями). Бузиновские слои выделены впервые Г. П. Леоновым (1957), они сложены исключительно песчаными породами: пепельно-серыми глауконито-кварцевыми песками с включениями окремненных песчаников и одним или двумя горизонтами желваковых песчаных неокатанных фосфоритов. В кровле обычно прослеживается пласт кремнистого опоковидного песчаника или песчаной глауконитовой опоки мощностью до 0,5 м.

Общая мощность бузиновских слоев достигает 23 м, но обычно не превышает 8—10 м.

В палеонтологическом отношении эти слои охарактеризованы очень слабо. В. П. Семеновым (1965) в бассейнах рек Чира и Дона в бузиновских слоях обнаружены моллюски *Cucullaea dorsorotundata* Netsch., *Leda ovoides* Koen., *Nemocardium mojarovskii* Sem., *N. semidecussatum* Koe w., *Liostrea reussi* Netsch. В этой же работе В. П. Семенов описывает комплекс спор и пыльцы бузиновских слоев, в котором преобладают роды *Nudopolis*, *Normapollis*, каштановые и митровые. Г. П. Леонов (1961) указывает на находку в средней части бузиновских слоев трех экземпляров *Cucullaea* sp.

Для характеристики палеоценовых отложений приведем описание разреза скважины, расположенной в 10 км северо-восточнее пос. Тащинского (снизу вверх):

1. Мергели светло-серые, с типичным комплексом кампанских фораминифер
2. Известняк детритусовый, мелкозернистый. В породе отмечаются песчаный кварц-глауконитовый материал, а также обломки каменного угля. В основании известняков на границе с кампанским ярусом наблюдается фосфоритовая и кремнистая галька, а также окатанные ядра моллюсков. В известняках Ю. П. Никитиной и М. М. Беляевой определены фораминиферы *Spiroplectamina variata* Vass., *Guttulina problema* Orb., *Gyroidina octocamerata* Cushman et Hanna, *Anomalina danica* (Brotz.), *A. acuta* Plumm., *Cibicides lectus* Vass.; *C. incognitus* Vass., *C. actulagayensis* Vass., *C. rzebacki* (Grzyb.), *Acarinina angulata* (White) var. *conico truncata* Subb., *Reusella paleocena* (Brotz.) и др. 34 м
3. Глина темно-серая, почти черная, аргиллитоподобная, неслоистая, содержащая многочисленные линзочки и гнезда мелкозернистого кварц-глауконитового песка 6 „
4. Конгломерат, местами переходящий в опоку. В породе наблюдаются гальки кремней размером до 2 см и большое количество включений зеленой и серой глины 0,3 „
5. Песок мелкозернистый, серый, слабоглинистый, неизвестковистый, глауконито-кварцевый, с прослоями сливных кварцитовидных песчаников 23 „
6. Опоки серые с буроватым оттенком, тонкослоистые, песчанистые. В породе отмечаются мелкие ядра макрофауны, среди которой В. И. Подгородниченко определены моллюски *Niculana ovoides* Koen. 8 „

Приволжская моноклираль

Березовские слои (Cr₂d—Pg₁¹)br. Самым нижним членом палеогена данного района является толща тонкозернистых кварц-глауконитовых песков, подстилающих типичные слои сызранской свиты. Во всех случаях нижняя граница березовских слоев отмечается отчетливыми следами размыва и переотложения ранее образовавшихся осадков. В основании описываемых слоев залегает слой фосфоритового галечника, в котором встречаются окатанные остатки меловых ископаемых.

Вышележащую часть разреза березовских слоев изучал Е. Н. Федоренко в обнажениях правого берега р. Мокрой Березы у хутора Растригина, где эти слои представлены пачкой серых тонкозернистых слюдистых уплотненных песков мощностью до 9 м. Перекрываются березовские слои пластом разнозернистого темно-серого песчаника с крупными зернами кварца и глауконита, представляющего собой базальный горизонт вышележащей сызранской свиты. В палеонтологическом отношении березовские слои рассматриваемого района пока не охарактеризованы.

Сызранская свита (Pg₁sz). Отложения сызранской свиты расчленяются обычно на три литолого-стратиграфических комплекса: нижний, представленный опоками, средний, сложенный мелкозернистыми кварц-глауконитовыми рыхляковыми песчаниками, и верхний,

преимущественно песчаный. Эти комплексы именуется соответственно нижнесызранскими, верхнесызранскими (или вольскими, по Е. В. Милановскому, 1940) и нижнесаратовскими (или саратовскими по Е. В. Милановскому) слоями. В последнее время Г. П. Леоновым (1961) обосновано двучленное деление сызранской свиты с выделением нижнесызранских (щербаковских) и верхнесызранских (антиповских) слоев, граница между которыми проводится в основании характерного и очень выдержанного горизонта с банками устриц. Постоянство стратиграфического положения этого горизонта отмечается всеми исследователями палеогеновых отложений Нижнего Поволжья.

В палеонтологическом отношении отложения сызранской свиты были наиболее полно изучены А. В. Нечаевым (1897). Последующие исследования (главным образом А. Д. Архангельского, 1928, а в последнее время М. Е. Зубковича, 1960) дополнили данные А. В. Нечаева.

Нижняя часть сызранской свиты (щербаковские слои) палеонтологически охарактеризованы очень слабо. Почти все известные здесь фаунистические остатки встречены в самых верхних песчаных горизонтах. В нижней части щербаковских слоев А. В. Нечаев обнаружил *Pecten* sp. indet., *Cytherea saincenyensis* Desh., *C. lamberti* Desh., *C. nitidula* Lm., А. Д. Архангельский отмечает лишь присутствие *Lucina proava* Arkh.

Из верхней части щербаковских слоев А. В. Нечаевым определены моллюски *Ostrea reussi* Netsch., *O. postvesicularis* Netsch., *O. sinzowi* Netsch., *Pecten* sp. indet., *Modiola* sp. indet., *Cucullaea volgensis* Barb., *C. arcaiformis* Netsch., *C. gibbosa* Netsch., *Arca reticularis* Netsch., *Cardita volgensis* Barb., *Lucina sokolowi* Netsch., *L. subconcava* Netsch., *Cardium ovatulus* Netsch., *Cytherea saincenyensis* Desh., *C. lamberti* Desh., *C. nitidula* Lm., *Phaladamyia* cf. *cuneata* Sow., *Scalarica* sp. indet., *Turritella biserialis* Eichw., *T. kamyschiensis* Netsch., *Cyprina subscutellaria* Netsch., *T. subherminae* Netsch., *T. circumdata* Desh.

Фаунистический комплекс антиповских слоев практически не отличается от щербаковского комплекса, но характеризуется большим количеством органических остатков. Богатая, хорошо изученная фауна антиповских слоев, приуроченная главным образом к конкрециям известковистого песчаника (караваем), описывалась помимо А. В. Нечаева также А. Д. Архангельским, Е. В. Милановским, М. Е. Зубковичем.

По данным М. Е. Зубковича (1960), наиболее характерной чертой поволжского палеоценового комплекса является сходство его с тенетским комплексом Западной Европы и Крыма, несмотря на широкое развитие эндемичных форм.

По материалам Г. А. Бражникова, В. В. Бреславского и других, на территории Камышинского Заволжья в темно-сером глинистом алевролите из средней части сызранской свиты обнаружен комплекс фораминифер, характерный для сумской свиты Украины и палеоценовых отложений Швеции: *Nodosaria affinis* Orb., *Robulus klagsgammensis* Brotz., *R. discus* Brotz., *Globulina gibba* Orb., *Gutullina lidiae* Vass., *Ceratobulimina perplexa* Plum., *Alabamina obtusa* Bor. et How., *Anomalina danica* (Brotz.), *A. praeacuta* Vass., *Cibicides favorabilis* Vass. В. К. Кузьминой из верхней части сызранской свиты для района пос. Светлый Яр приводится значительно обедненный комплекс фораминифер, среди которых встречаются *Gutullina lidiae* Vass., *G. ipatovcevi* Vass., *Reussella paleocaenica* (Brotz.).

Отложения сызранской свиты, как отмечал еще А. Д. Архангельский (1928), при движении от Волги к западу, в направлении сводовой части Доно-Медведицкого вала, претерпевают весьма существенные фациальные изменения (см. рис. 59). Эти изменения выражаются в резком сокращении мощности свиты, в опесчанивании опок вплоть до полного замещения их песками и в появлении в нижней части свиты ископаемых (устриц и др.), характеризующих обычно верхние ее слои.

Указанные данные позволяют рассматривать Доно-Медведицкий вал как барьер, ограничивающий распространение на запад Сызранского бассейна. Кстати, эту же роль вал выполнял и в последующее камышинское время. Поэтому в бассейне Дона мы не обнаруживаем сызранских и камышинских отложений и в основании палеогенового разреза здесь повсеместно прослеживаются трансгрессивно залегающие аналоги пролейской свиты — бузиновские слои. Только к северу от Донбасса в узком заливообразном прогибе можно наблюдать аналоги сызранских отложений, представленные песчанистыми опоками и опоковидными глинами (верхнетаинские слои).

Камышинская свита ($Pg_1^2 km$). Отложения, объединенные в камышинскую свиту, рассматриваются нами в том объеме, в каком они выделяются Г. П. Леоновым (1961). Данная свита с размывом залегает на отложениях сызранской свиты и также с размывом перекрывается отложениями пролейской свиты. Таким образом, камышинская свита является четко ограниченным комплексом отложений, легко выделяемым в разрезах правобережья Волги.

В основании камышинской свиты обычно прослеживается слой грубозернистых пород, представляющий собой гравелитистый песчаник, галечник или конгломерат с обилием зубов акул. Вверх по разрезу этот слой сменяется пачкой темно-серых, почти черных глинистых алевролитов (4—7 м) или светло-серых опок. И, наконец, верхняя часть камышинской свиты слагается мощной пачкой песков с прослоями песчаников мощностью до 40—50 м. Разрез свиты заканчивается сыпучими, часто косослоистыми кварцевыми песками мощностью 9—10 м с прослоями песчаников, содержащих отпечатки листьев и обломки окремелой древесины (гора Уши, район г. Камышина).

Отложения камышинской свиты очень слабо охарактеризованы остатками фауны и флоры. Пока известны лишь зубы акул и остатки растений, встречающиеся в верхних слоях свиты (камышинский горизонт А. П. Павлова), главным образом в окрестностях г. Камышина (гора Уши). Камышинскую флору изучал А. П. Павлов, И. В. Палибин, а наиболее полно — А. Н. Краснов (1911). Некоторые исследователи (Г. А. Бражников и др., 1960) относят кварцевые песчаники (у г. Камышина) с отпечатками листьев не к камышинской, а к выше лежащей пролейской свите. Г. А. Бражников и другие указывают следующие виды, обнаруженные здесь: *Dewalquaea orientalis* Красн., *D. grandifolia* Красн., *D. enormis* Красн., *D. gelindensis* Сар., *Quercus platania* Heer, *Q. diplodon* Сар., *Q. kamyschiensis* Гоерр., *Dryophyllum dewalquei* Сар., *Abnophyllum dubium* Janich.

Достоверных следов морских организмов, кроме одного ядра *Pectunculus* sp. и ходов *Toredo* sp., в отложениях камышинской свиты не обнаружено.

К западу камышинская свита не только срезается трансгрессивно лежащими слоями пролейской свиты, но претерпевает, как и сызранская свита, весьма существенные фациальные изменения. В области Волго-Донского водораздела камышинская свита представлена пачкой

грубозернистого, хорошо отсортированного песка мощностью 1,8—2,0 м, в котором встречаются темные гравийные частицы кремня размером 5—6 мм.

В нижней части слоя прослеживается горизонт галечника (0,2 м) с черной и коричневой окатанной фосфоритовой галькой. Среди галечника наблюдаются окатанные ядра ископаемых организмов, зубы акул и обломки костей рептилий.

В этом слое В. В. Меннером были обнаружены: *Odontaspis rutoti*-Wrihl., *O. macrota* Ag., *O. cf. hopei* Ag., *Otodus* sp., *Oxyrhina cf. desori* Ag., *Myliobatis* sp.

Пролейская свита (Pg₁^{2pr}) была выделена и описана Г. П. Леоновым в 1936 г. под названием пролейских слоев. Она сложена толщей мелкозернистых глинистых, обычно сильно уплотненных кварц-глауконитовых песков с прослоями аналогичных кремнисто-глинистых песчаников, редко встречающихся в верхней части свиты, но преобладающих в нижних ее горизонтах. В основании свиты выделяется обычно пачка песчаных опок, опокovidных песчаников и песчаных глин мощностью до 3—4 м. В подошве свиты прослеживается пласт конгломератовидного песчаника с мелкой до 1—2 см хорошо окатанной галькой фосфорита, кремня и других пород. Общая мощность свиты составляет 35—40 м.

В палеонтологическом отношении отложения пролейской свиты охарактеризованы очень слабо. В. Г. Морозова обнаружила в тонких примазках глины, залегающих выше базального конгломерата, не сколько редких, плохо сохранившихся раковин фораминифер: *Globorotalia* aff., *crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerina* ex gr. *triloba* Reuss, *Cibicides* sp. В. П. Семеновым и Е. П. Семеновой (1953) в верхней части пролейской свиты в ржаво-буром песчанике конкреционного сложения найдены отпечатки и ядра следующих пелеципод и гастропод: *Glycimeris pseudopulvinatus* Orb., *G. humiles* Desh., *Chlamys prestwichi* Morr., *Cyprina scutellaria* Desh., *Solen appendicullatus* Lam., *Astarte tenera* Sow., *Fusus regularis* Sow., *Aporrhais sowerby* Mant., *Pinna* sp., *Meretrix* sp., *Chenopus* sp., *Pleurotoma* sp. Приведенный комплекс макрофауны, как отмечает Г. П. Леонов (1961), настолько точно отвечает обычному для царицынской свиты сообществу видов, что невольно возникает сомнение в принадлежности этой фауны к пролейской свите. Это сомнение усиливается и характером пород, в которых обнаружена фауна (ржаво-бурые песчаники), свойственным больше царицынской, чем пролейской свите. К сожалению, упомянутые авторы не привязывают местонахождение фауны к конкретному разрезу, что не дает возможности проверить ее стратиграфическую принадлежность.

В разрезе скв. 3, расположенной в районе станции Гремячая (20 км северо-восточнее г. Котельниково), довольно четко (как и во многих других разрезах Северных Ергеней) выделяется нижняя часть царицынской свиты, представленная глинистой пачкой мощностью до 10 м. Ниже царицынской свиты указанной скважиной вскрыта толща (мощность до 35 м) переслаивающихся песчаников и алевролитов, в верхней части которых отмечается пласт опокovidного песчаника, залегающего обычно в кровле бузиновских слоев.

По стратиграфическому положению рассматриваемые слои скв. 3 соответствуют пролейской свите. В. П. Семеновым из этих отложений приводятся следующие фораминиферы: *Haplophragmoides medius* Subb., *H. subsphaeroidea* Subb., *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.), *Anomalina danica* (Brotz.), *Cibicides incognitus* Vass. Указанные фораминиферы характеризуют нижнетаинские слои, а также палео-

цен Днепровско-Донецкой и Азово-Кубанской впадин. Палеоценовый возраст описанных отложений подтверждается и обнаруженным в них спорово-пыльцевым комплексом.

ЭОЦЕН

Нижний и средний эоцен

Отложения нижнего и среднего эоцена представляют собой довольно четко ограниченный цикл осадконакопления, начало которого почти повсеместно фиксируется появлением прибрежных грубозернистых конгломератовидных осадков.

Эти базальные слои отмечаются во всех фациальных типах эоценовых отложений. Граница между нижним и средним эоценом на большей части рассматриваемой территории проводится довольно уверенно и совпадает с заметным обмелением бассейна, и в ряде случаев наблюдается перерыв в осадконакоплении.

Однако в пределах северного борта Азово-Кубанской впадины ввиду резкой опесчаненности разреза и слабой палеонтологической охарактеризованности (присутствуют лишь радиолярии и песчанистые фораминиферы) разделить ниже- и среднеэоценовые отложения обычно не удается и они рассматриваются совместно.

Прикаспийская синеклиза (юго-западный борт), вал Карпинского (восточная часть)

В юго-восточной части данного района ниже- и среднеэоценовые отложения выделяются почти исключительно на основании фауны мелких фораминифер.

Нижний эоцен объединяется в георгиевскую свиту и характеризуется обычно фораминиферами зоны *Globorotalia subbotinae* (Шуцкая, 1960) или *Globorotalia crassata* (Никитина, 1962). В ряде разрезов нижнего эоцена широко развит вид *Globorotalia marginodentata* Subb., характерный для георгиевских слоев Кавказа (Леонов, Алимарина, 1964).

Перекрываются нижеэоценовые отложения мергелями или известковистыми глинами вышележащей черкесской свиты, охарактеризованной микрофауной зон *Truncorotalia aragonensis* и *Acarinina crassaeformis*.

В разрезе Артезианской опорной скважины ниже- и среднеэоценовые отложения имеют следующее строение (снизу вверх):

1. Аргиллиты черные или темно-серые с *Acarinina subsphaerica* Subb. 19 м
2. Мергели зеленовато-серые, неяснослойстые, с *Gaudryina navarroana* Cushman, *Globigerina compressaeformis* Chalilov, *G. bacuana* Chalilov, *Acarinina clara* Chalilov, *A. pentacamerata* var. *camerata* Chalilov, *A. subsphaerica* (Subb.), *A. intermedia* Subb., *Truncorotalia lensiformis* Subb., *Globigerina triloculinoides* var. *nana* Chalilov. 9 "
3. Светло-коричневые мергели с многочисленными фораминиферами: *Truncorotalia aragonensis* Nutt., *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. pseudotopilensis* Subb., *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.) и др. 26 "
4. Мергели зеленовато-серые с фораминиферами *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *A. interposita* Subb., *Globigerina frontosa* Subb., *G. pseudoecena* Subb., *Globigerinella micra* (Cole), *Heterostomella pseudonavarroana* Balakhm., *Plectina dalmatina* (Liebus), *Anomalina mantaensis* Gall. et Morr., *Cibicides perlucides* var. *kasahstaensis* Nikit. 17 "
5. Мергели зеленовато-белые, с фораминиферами *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Globigerinoides subconglobatus* Chalilov и др.

Севернее, в разрезе Джанайской опорной скважины, георгиевская свита представлена алевролитами зеленовато-серыми, карбонатными, глинистыми. У контакта с подстилающими отложениями палеоцена наблюдается массовое скопление зеленой глинистой гальки.

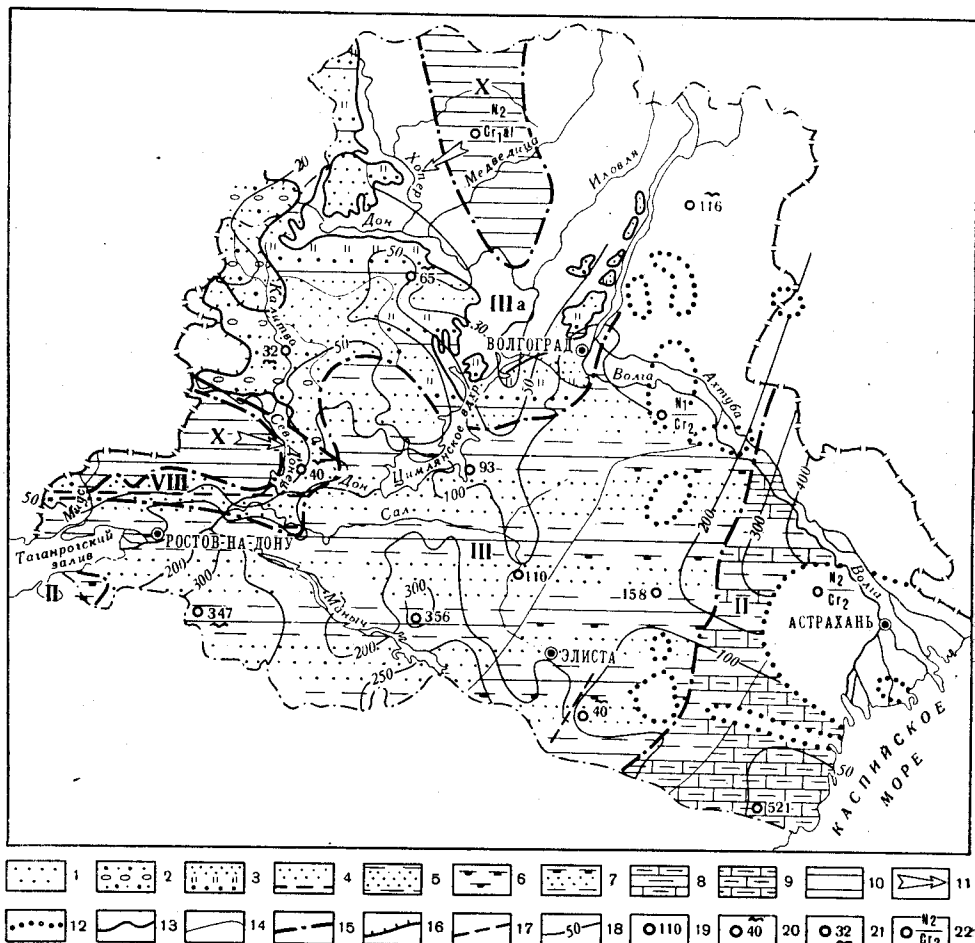


Рис. 60. Литолого-палеогеографическая карта ранне-среднеэоценового времени

Литологические комплексы: 1 — пески средне- и мелкозернистые, 2 — пески разнозернистые с гравийно-галечниковыми прослоями, 3 — пески разнозернистые, опоки и опоковидные глины, 4 — пески разнозернистые с прослоями лигнитов и лигнитизированных глин, 5 — пески и глины с преобладанием песков, 6 — глины известковистые, 7 — глины неизвестковистые, пески, глины известковистые с преобладанием песков, 8 — глины и глинистые известняки, 9 — известняки глинистые; 10 — осадочные обломочные породы в областях размыва древней суши; 11 — главные направления сноса обломочного материала; границы: 12 — древних размывов, 13 — четвертичных размывов, 14 — литологических комплексов, 15 — палеогеографических областей, 16 — областей распространения перерывов в основании рассматриваемой части разреза; 17 — палеогеографические барьеры, совпадающие с дизъюнктивными нарушениями; 18 — изопахиты; разрезы по скважинам; 19 — мощность полная (м), 20 — мощность неполная (м) вследствие отсутствия данных по верхней части, 21 — то же, вследствие отсутствия данных по нижней части, 22 — отсутствие отложений данного возраста, наложение более молодых на более древние. Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; IIIa — море, прибрежная зона; VIII — прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем; X — равнины низменные

Преимущественно глинистый характер ниже-среднеэоценовых отложений наблюдается севернее, в пределах юго-западного борта Прикаспийской синеклизы (рис. 60). В разрезах скважин Халганского купола (в 40 км западнее с. Енотаевки) рассматриваемые отложения имеют следующее строение (снизу вверх):

1. Глины темно-серые, аргиллитоподобные, опоковидного облика с *Acarinina subsphaerica* (Subb.) 3 м
2. Глины серые, тонкие, с невыраженной слоистостью и с характерной своеобразной скорлуповатой отдельностью. Мощность глин 9 м. В основании наблюдается прослой (0,1 м) толстоплитчатой глины, обогащенной зернами ярко-зеленого глауконита размером до 2 мм. Отмечаются также катуны зеленой глины величиной до 0,5 см, редкая темная угловатая галька фосфорита размером до 1,5 см и хорошо окатанные ядра ископаемых организмов величиной до 2 см (видимо, фосфоритизированные) 10 „
- В глинах встречены фораминиферы: *Globorotalia subbotinae* Mогоz., *Globigerina eocaenica* Nutt., *Globorotalia nartaensis* Schtzk., *G. marginodentata* Subb., а также *Globigerina pseudoeocena* Subb., *G. triloeulinoides* Plumm., *Globorotalia crassata* Cushm. и радиолярии.
3. Глины серые, плотные, толстослоистые, песчанистые. В заметном количестве наблюдается глауконит. Песчанистый материал распределен неравномерно. Состав фауны фораминифер аналогичен составу слоя 2 20 „
4. Известняк светло-серый, плотный, глинистый, с большим количеством мелкозернистого глауконита, распределенного в породе в виде скоплений и гнезд 1—2 „
5. Глины серые и зеленоватые, известковистые, неслоистые. Наблюдаются ходы илоедов и рыба чешуя. В составе фораминифер данного слоя наряду с песчанистыми и бентическими видами фораминифер отмечается *Acarinina pentacamerata* Subb. 15—20 „
6. Глина светло-зеленая, известковистая, с обуглившимися притритизированными остатками. Отмечается чешуя рыб, а также остатки фораминифер, среди которых определены: *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Truncorotalia aragonensis* Nutt., *Globigerina pseudoeocena* Subb., *Globigerinella micra* (Cole), *Acarinina rotundimarginata* Subb. и др. 40—45 „
7. Известняк светло-зеленовато-серый, плотный с *Hantkemina alabamensis* Cushm.

В основании черкесской свиты в пределах рассматриваемого района отмечается галька фосфоритов до 1,5 см, образующая фосфоритовый горизонт, а также гравийные частицы, сложенные зеленой глиной (скв. 8 Халхутинской площади).

Западнее рассмотренных выше разрезов ниже- и среднеэоценовые отложения сложены преимущественно песчано-глинистыми отложениями, в нижней части которых прослеживаются глины мощностью 15—30 м, представляющие собой четкий литолого-стратиграфический репер (см. рис. 60). Для характеристики этого типа разреза приведем описание рассматриваемых отложений в районе г. Элисты (Вишневская и Амтинская площади).

В подошве нижнеэоценовых отложений залегает пачка темно-серых зеленоватых слабоизвестковистых глин с многочисленными ядрами и тонкостенными раковинами моллюсков. В основании глин обычно залегает пласт песчаника мощностью 1—2 м, содержащий иногда фосфоритовую гальку. В глинах Ю. П. Никитиной определены фораминиферы *Ammobaculites midwayensis* (Plumm.), *Spiroplectamina* ex gr. *spectabilis* Grzyb., *Globorotalia crassata* Cushm., *Acarinina intermedia* Subb., *Globigerina pseudoeocena* Subb., *Nonionella turgida* Plumm., *Globorotalia* ex gr. *lensiformis* Subb. Е. К. Шуцкая (1960) дополнительно указывает на наличие в этих отложениях *Spiroplectamina donaensis* Nikit., *Globigerina bacuana* Chalilov, *Cibicides ventratumides* Mjatl.

Выше глинистой пачки выделяется толща (70—80 м) серых, а в верхней части зеленовато-серых мелкозернистых кварц-глауконитовых песчаников мощностью 70—80 м, разделенных в средней части прослоем глин мощностью 12—15 м. Разрез песчаной толщи обычно венчается пластом или двумя сближенными пластами серого песчанистого известняка с обильными обломками толстостенных устриц и нуммулитами. Поверхность известняка неровная, со следами размыва.

В нижней части песчаной толщи Ю. П. Никитиной встречены фораминиферы *Lenticulina longiforma* (Plumm.), *Asterigerina granulosa* Mогоz., *Cibicides artemi* Вук., *Acarinina intermedia* Subb. Кроме того, В. И. Подгородниченко в этих же отложениях обнаружены моллюски *Ostrea* cf. *bellovacina* Lam., *O.* cf. *antiqua* Sch. По данным Г. П. Леонова, В. П. Алимариной, С. Б. Кочарьянц и В. Т. Фролова (1965), отложения песчаной толщи характеризуются фораминиферами верхней части зоны *Acarinina subsphaerica* и *Globorotalia aequa* и соответствуют царицынской свите Поволжского разреза.

Среднеэоценовые отложения (черкесская свита) Вишневской и Амтинской площадей сложены зелеными известковистыми глинами (мощностью до 115 м) с прослоями мергелей, с карликовой макрофауной и богатым комплексом фораминифер.

В основании глин наблюдается рыхлый глауконитовый глинистый песчаник с фосфоритовой галькой, залегающий с размывом на отложениях нижнего эоцена. Рассматриваемые глины в нижней части характеризуются фораминиферами зоны *Truncorotalia aragonensis*. Помимо зонального вида из нижней части определены *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. interposita* Subb., *A. intermedia* Subb., *A. pseudopilensis* Subb., *Globigerina inaequispira* Subb. Отмечается также значительное число бентических форм.

Верхняя часть глин отличается заметной алевритистостью и по преобладанию вида *Acarinina crassaeformis* (Gall et Wissl.) выделяется в одноименную зону.

По литологической характеристике и составу фораминифер рассматриваемая пачка глин соответствует верхней части зеленой свиты Ф. П. Пантелеева (1947а), в отложениях которой он обнаружил раковины *Variammusium captiosum* Короб. (определение Б. П. Жижченко) и *Nummulites* ex gr. *irregularis* Desh., подтверждающие среднеэоценовый возраст данных отложений.

Азово-Кубанская впадина (северный борт), вал Карпинского (западная часть)

В пределах данного района ниже-среднеэоценовые отложения значительно опесчаниваются, мощность их резко возрастает и палеонтологические остатки представлены почти исключительно песчанистыми фораминиферами, радиоляриями и спикулами губок. В связи с таким составом фауны расчленить эти отложения в настоящее время, как правило, невозможно и они рассматриваются обычно совместно.

Наиболее богатая фауна фораминифер с участием планктонных форм встречена в Ейском разрезе и в западной части Ростовского свода. В основании ниже-среднеэоценовых отложений повсеместно прослеживается пачка зеленовато-серых глин мощностью 12—30 м, нижеэоценовый возраст которых не вызывает сомнений. Эти глины на большей части рассматриваемого района содержат мелководный комплекс фораминифер с *Ammobaculites midwayensis* Plumm., а также песчанистые фораминиферы, известные из сузакских отложений Средней Азии (Никитина, 1962): *Reophax suzakensis* Вукова, *Pseudocyclammina plana* Вукова, *Textularia mexicana* Cushman, *Ellipsostylus inolarus* Krasch. В разрезе скважины, расположенной в западной части вала Карпинского (в 50 км к юго-западу от с. Ремонтного), в составе описываемых глин присутствуют фораминиферы *Globorotalia marginodentata* Subb. и *Globigerina pseudoecena* Subb.

В скважине, приуроченной к западному склону Ростовского свода (в 50 км к западу от г. Таганрога), в этих же глинах определены *Globorotalia marginodentata* Subb., *G. crassata* (Cushman), *Acarinina interposita* Subb., *A. intermedia* Subb., *Globorotalia planonica* Subb.

Описанная глинистая пачка сменяется вверх по разрезу мощной толщей зеленовато-серых мелкозернистых кварц-глауконитовых песков и алевролитов мощностью до 200—300 м, содержащих обычно песчанистые фораминиферы, радиолярии и спиккулы губок. Эти породы перекрываются обычно пачкой зеленовато-серых опоковидных, иногда известковистых глин мощностью 30—60 м, соответствующих черкесской свите описанных выше разрезов. В составе данных глин на Манычской площади Ю. П. Никитиной определены фораминиферы *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Epistomina paleogenica* Mjatl., *Lenticulina asperuliformis* Natt., *L. romeri* (Reuss), *L. kubertina* Nikit. (msc.), *Bulimina aksuatika* Moroz., *Uvigerina hispida* Schwag.

Здесь же В. И. Подгородниченко обнаружил моллюсков *Chlamys* aff. *parvicostata* Bell., *Ch. idoneus* Wood., *Ch. aff. biarritzensis* Archiac., *Crassatella dehayesiana* Nust., *Lucina incomposita* Koenen., *Spondilus* cf. *radula* Lam. Ю. П. Никитина определила в этой же пачке глин из скв. 50 (западная часть Ростовского свода) фораминиферы *Truncorotalia aragonensis* Nutt., *Cibicides eocaena* (Gümbel.). Данная пачка глин рядом исследователей относится к верхнему эоцену и выделяется в куберлинский горизонт (Никитина, Вольпин, 1959; Никитина, Швембергер, 1965).

Воронежская антеклиза (без Приволжской моноклинали), Донбасс

В составе ниже- и среднеэоценовых отложений данного района выделяются: вешенские и суровикинские слои в нижнем эоцене, осиновские и чирские слои (объединяемые в бучакскую свиту) в среднем эоцене. Вешенские слои прослеживаются в своем типичном виде в бассейне среднего течения Дона и представлены песчанистыми опоковидными глинами и опоками, часто в той или иной степени замещенными фациально неоднородными, нередко грубозернистыми кварц-глауконитовыми песками с прослоями и линзами кремнистых песчаников. Глины содержат довольно обильную фауну моллюсков, наиболее полно изученную в работах В. П. Семенова (1957, 1965). По его мнению, наиболее распространены следующие виды моллюсков из вешенских слоев: *Leda ovoides* Koenen., *Nucula koeneni* Arkh., *Lucina proava* Arkh., *Nemocardium mojarowski* Sem. (msc.), *Cyprina morrissi* Sow., *Tellina ovata* Arkh., *Meretrix tokodensis* Orpenh. М. Е. Зубковичем по сборам Ю. П. Никитиной из вешенских слоев в бассейне р. Цимлы определены *Cyprina morrissi* Sow., *Nucula triangula* Arkh., *Volutilithes elevatus* Koenen., *Voluta volgenica* Netsch., *Crassatella stuckenbergi* Netsch.

В этих же отложениях Ю. П. Никитина определила нижнеэоценовый, по ее мнению, комплекс фораминифер: *Truncorotalia lensiformis* Subb., *Globorotalia inaequispira* Subb., *Acarinina pentacamerata* Subb., *Globigerina eocaena* Terg., *Globorotalia* ex gr. *membranacea* Ehrenb., *Gl. pseudoscitula* Glaessn., *Cibicides ungerianus* Orb., *Nonionella turgida* Orb.

В последнее время вешенские слои Воронежской антеклизы сопоставляются В. П. Семеновым (1965) с верхней частью тацинских слоев.

Однако, как отмечалось выше (см. «Описание разреза пос. Тацинского»), вешенские слои залегают стратиграфически значительно выше тацинских. Последние на северной окраине Донбасса повсеместно перекрываются с размытом бузиновскими слоями, которые, в свою очередь, залегают под пачкой опоковидных глин или опок нижней части вешенских слоев.

Таким образом, параллелизацию вешенских и верхнетацинских слоев следует признать ошибочной. Как вешенские, так и бузиновские слои являются, безусловно, более молодыми образованиями, чем тацинские слои палеоцена северной окраины Донбасса.

Суровикинские слои представлены толщей светлых мелкозернистых кварцевых слабо глауконитовых песков мощностью 15—20 м, с прослоями конкреционных кремнистых и сливных песчаников. В основании суровикинских слоев (на контакте их с вешенскими отложениями) местами прослеживается плита характерного грубозернистого песчаника с галькой светлой опоки и редкой хорошо окатанной галькой темных кремней.

Песчаники нижней части суровикинских слоев, по данным В. П. Семенова (1957, 1964), содержат моллюсков *Chlamys armaschewskii* (K r y s c h a n. in M e l n.), *Pectunculus pseudopulvinatus* S o w., *P. volgodonicus* Z u b h., *Panope intermedia* S o w., *Modiolus depressus* S o w., *Pinna surovikini* S e m., *Pteria media* S o w., *Aporrhais sowerby* M a n t., которые указывают на нижнеэоценовый возраст рассматриваемых отложений. По стратиграфическому положению и палеонтологической характеристике суровикинские слои соответствуют верхнецарицынским (котловским) слоям Волгоградского Поволжья.

Существенно иной тип нижнеэоценовые отложения имеют в верховьях р. Калитвы, изученные и описанные впервые Б. К. Лихаревым (1928) под названием «туррителловые слои». В этом разрезе ниже пласта грубозернистого песка с разноцветной галькой, кремня и кварца, залегающего в основании вышележащей бучакской свиты, прослеживается зеленовато-серый тонкозернистый кварц-глауконитовый песок, постепенно переходящий книзу в рыхлый, а местами окремененный песчаник. Последний содержит многочисленные ядра и отпечатки крупных туррителл и редких пелелипод.

Песчаник с туррителлами постепенно переходит внизу по разрезу в зеленовато-серые мелкозернистые пески, в составе которых отмечается горизонт слабоокатанных фосфоритовых желваков. Эти пески залегают с размытом на мергелях кампанского яруса.

Наиболее полно фауна «туррителловых слоев» была изучена В. С. Муромцевым (1957), установившим нижнеэоценовый (каневский) возраст вмещающих ее пород на основании находок следующих моллюсков и брахиопод: *Chlamys parisiensis* O r b., *Pseudoamussium corneum* S o w., *Turritella imbricataria* L a m., *T. oppenheimeri* S o w., *T. funiculosa* D e s h., *T. oppenheimeri* S o w. var. nov. В. И. Подгородниченко из этих же отложений определены *Chlamys aff. armaschewskii* (K r y s c h a n. in M e l n.).

Отложения среднего эоцена представлены почти исключительно песками с прослоями кварцитовидных песчаников, образующих в ряде районов довольно мощные (до 8—10 м) линзообразные залежи промышленного значения (динасовое сырье).

На западе рассматриваемого района (бассейны рек Глубокой, Калитвы, Быстрой) бучакская свита слагается в общем однородной толщей светло-серых мелко-среднезернистых глауконито-кварцевых песков, обнаруживающих в ряде случаев четкую косую слоистость (образованную, видимо, морскими течениями). В нижней части толщи

обычно прослеживается горизонт грубозернистых песков или галечника мощностью до 4—5 м, с разноцветными гальками кремня и кварца и с зубами акул. В вышележащей части толщи, мощность которой не превышает 25—30 м, встречаются обломки стволов и листья окремнелой древесины, а также «ризолиты», представляющие собой, видимо, окремненные ходы илоедов.

В восточной части рассматриваемого района (бассейн р. Чира) мощность и полнота стратиграфического разреза описываемых отложений увеличиваются. Литологически бучакская свита представлена здесь более тонкими осадками, что связано с углублением бассейна в юго-восточном направлении. В нижней части (осиновские слои) залегают тонкозернистые зеленовато-серые глинистые пески мощностью до 10 м, в основании которых, по данным В. П. Семенова, прослеживается плита или несколько плит песчаника с мелкой хорошо окатанной галькой кремня и опоковидного песчаника.

Верхняя часть бучакской свиты (чирские слои) сложена внизу разнозернистыми сильно глауконитовыми темно-зелеными песками мощностью до 10 м. Вверх по разрезу эти пески весьма постепенно переходят в толщу песчаных, зеленовато-светло-серых опоковидных алевролитов и тонкозернистых песков со слабым содержанием глауконита, достигающих мощности до 15 м.

В палеонтологическом отношении бучакская свита охарактеризована слабо и известные находки моллюсков приурочены исключительно к более мелководным слоям, развитым в западной части описываемого района.

По данным Н. А. Григоровича-Березовского (1938), А. К. Алексеева и А. П. Кичапова, в бассейнах рек Глубокой и Калитвы описываемые отложения содержат следующие виды моллюсков: *Cardium porulosum* Lam., *Turritella* cf. *hibrida* Desh., *Rimella fissurella* Lam., *Ostrea flabellula* Lam., *Cardium (Trachycardium) gramum* Defr., *Tellina canaliculata* Edw., *Corbula costata* Sow., *Maetra recondita* Desh., *Maretrix (Callista) heberti* Desh., *M. (Pitaria) cf. lamberti* Desh., *M. (Chianella) ovalina* Desh., *M. (Tivellina) landomi* Cossm., *Nutica perforata* Desh., *N. canaliculata* Desh., *N. labellata* Lam., *Terbellum sopolitum* Sol., *Fusus stricolatus* Desh., *Admete evulsa* Sol., *Axinea humilis* Desh., *Chlamys plebeja* Lam., *Sycum bulbiforme* Lam. Этот фаунистический комплекс содержит много видов, общих с видами из среднеэоценовых отложений Западной Европы и из бучакских слоев Приднепровья, что может указывать на среднеэоценовый возраст отложений, в которых найдены указанные моллюски.

По своей палеонтологической характеристике и стратиграфическому положению в разрезе бучакская свита довольно уверенно сопоставляется с волоградской и черкесской свитами среднего эоцена других областей рассматриваемой территории.

Приволжская моноклиналь

Царицынская свита (Pg₂¹tz). Царицынская свита в том объеме, как мы ее понимаем, впервые была выделена Г. П. Леоновым (1936) и отвечает нижнецарицынским и нижней части среднецарицынских слоев схемы А. Д. Архангельского (1928). Наиболее полно и типично отложения царицынской свиты представлены в балках южной части г. Волгограда.

Разрез царицынской свиты почти повсеместно начинается пластом или несколькими пластами довольно характерного зеленоватого пори-

стого крупнозернистого песчаника, содержащего крупные зерна глауконита и кварца.

Выше песчаника обычно залегают зеленовато-серые глины мощностью 12—14 м с прослоями опок и опокovidных кремнисто-глинистых песчаников. Эти глины вместе с подстилающими их базальными песчаниками образуют татаркинские нижецарицынские слои схемы Г. П. Леонова.

Нижняя часть верхнецарицынских (котловских) слоев имеет мощность 20—25 м и складывается темно-серыми глинистыми алевролитами, сменяющимися вверх по разрезу мелкозернистыми глинистыми песками с прослоями окварцованных песчаников.

Верхняя часть описываемых слоев представлена пачкой разнозернистых, иногда косослоистых песков мощностью до 5—8 м, то чистых кварцевых с фигурными сростками окварцованного песчаника, то кварц-глауконитовых с неравномерно рассеянными сростками желваков песчаного фосфорита. К этой пачке приурочены отпечатки и ядра пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, среди которых Е. В. Милановским (1930) определены: *Pecten corneus* Sow., *P. prestwichi* Mor., *P. pictus* Goldf., *P. 40-radiatus* Nust., *Pectunculus lunulatus* Nyst., *Cyprina* sp., *Astarte* sp., *Modiola* sp., *Solen* sp., *Natica* sp., *Cassidaria* sp., *Fusus* sp., а Г. П. Леоновым (1936) обнаружены помимо уже перечисленных видов *Pleurotoma tenuistriata* Desh. и *Voluta cf. conica* Schafh. Г. П. Леонов также отметил, что формы, определенные Е. В. Милановским как *Pectunculus lunulatus* Nyst., являются лишь сходными, но не тождественными этому нижеолигоценовому виду.

В последнее время фауна царицынской свиты наиболее детально изучалась М. Е. Зубковичем (1960), установившим, что она наиболее близка к нижнеэоценовым комплексам Англо-Франко-Бельгийского бассейна и каневских отложений Украины.

Что касается более низких горизонтов царицынской свиты (в частности, татаркинских слоев), то они до настоящего времени палеонтологически не охарактеризованы, исключая редкие чешуи рыб и многочисленные радиолярии.

В более северных разрезах Приволжской моноклинали характер отложений царицынской свиты довольно быстро меняется, мощность свиты резко сокращается, тонкозернистые опоко-глинистые породы замещаются грубыми песчаными глинами и грубозернистыми песками; выделение в этих разрезах ниже- и верхнецарицынских слоев вряд ли возможно.

Волгоградская свита (Pg_2^{2vl}) охватывает (в принимаемом нами объеме) мечеткинские и елшанские слои, залегая на царицынских отложениях с ясно выраженными следами размыва. В основании свиты наблюдается обычно или слой фосфоритового конгломерата, с которым в ряде районов связаны месторождения желваковых фосфоритов, или прослой грубозернистого песка с гравием и галькой подстилающих пород.

Выше прослеживается пачка зеленовато-серых кварц-глауконитовых песков мощностью 2—8 м с одним или двумя прослойками мелких желваков песчаного фосфорита. Далее вверх по разрезу располагается пачка коричневых глин, чередующихся с кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песками. Мощность этой пачки 7—8 м.

Верхняя часть мечеткинских слоев представлена довольно однообразной толщей тонко- и мелкозернистых кварц-глауконитовых песков мощностью до 20—25 м, с желваками песчаного фосфорита. Кверху эти пески постепенно сменяются песчанистыми опокovidными

глинами и алевролитами мощностью 5—6 м (изредка до 10—15 м), выделенными Г. П. Леоновым в елшанские слои. Г. А. Бражниковым и другими (1959) эти отложения рассматриваются в составе «киевского» яруса и относятся уже к верхнему эоцену.

В палеонтологическом отношении волгоградская свита охарактеризована чрезвычайно слабо. В базальном фосфорито-галечниковом горизонте встречаются многочисленные зубы акул. Е. В. Милановский приводит следующие формы из этого слоя, определенные В. В. Меннером: *Odontaspis macrota* Ag., *O. hopei* Ag., *Odontaspis* sp., *Lamna* (?) sp., *Carcharodon* sp., *Milioobatus* sp., *Tekelotodus trigonalis* Тек., также позвонки *Teleostrei*. В. Г. Морозова выделила в отложениях волгоградской свиты в районе Волгоградской ГЭС два микрофаунистических горизонта. Нижний содержит фауну примитивных агглютинированных фораминифер из семейства Reophaxidae — *Reophax* sp. Кроме того, в этом горизонте встречаются радиолярии и спикулы губок.

Верхний горизонт приурочен к верхней части мечеткинских слоев и содержит немногочисленную, но довольно разнообразную фауну фораминифер, среди которых наиболее характерны, по данным В. Г. Морозовой, *Gaudryina* aff. *subbotinae* Welm., *Uvigerina costellata* Могоз., *Cibicides pseudoacuta* Могоз.

В самых верхах этого горизонта, в елшанских слоях, отмечено первое появление вида *Listrella subbotinae* Nikit., массовое распространение которого отмечается в нижней части вышележащих аксайских слоев.

Верхний эоцен

Отложения верхнего эоцена в пределах рассматриваемой территории представлены исключительно морскими; преимущественно глинисто-карбонатными осадками, содержащими богатую фауну мелких фораминифер.

В качестве нижней границы верхнего эоцена мы принимаем подошву керестинской свиты, которая отчетливо выделяется как по литологическим, так и по палеонтологическим признакам. В последнее время Ю. П. Никитиной ниже керестинской свиты выделен куберлинский горизонт в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения в составе верхнего эоцена. Этот горизонт вошел в стратиграфическую схему Постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР в качестве слоев с *Acarinina rotundimarginata* Subb. Следует, однако, отметить, что в пределах рассматриваемой территории находится стратотип керестинского и куберлинского горизонтов и последний характеризуется преимущественно песчанистыми фораминиферами с *Lenticulina kuberlina* Nikit. (msc.), а также радиоляриями (Никитина, 1962). Широкое развитие *Acarinina rotundimarginata* и сопутствующих ей *Globigerinoides subconglobatus* связано именно с керестинскими слоями.

Прикаспийская впадина (юго-западный борт), вал Карпинского (восточная часть)

Верхний эоцен представлен здесь исключительно известняково-мергельными отложениями, в фациальном отношении близкими к верхнему эоцену Кавказа (рис. 61) и подразделяющимися на три свиты: керестинскую, кумскую и белоглинскую.

Следует отметить, что керестинская свита, выделяемая большинством исследователей в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, по данным Г. П. Леонова и В. П. Алимариной (1964), должна быть отнесена к нижней части кумской свиты.

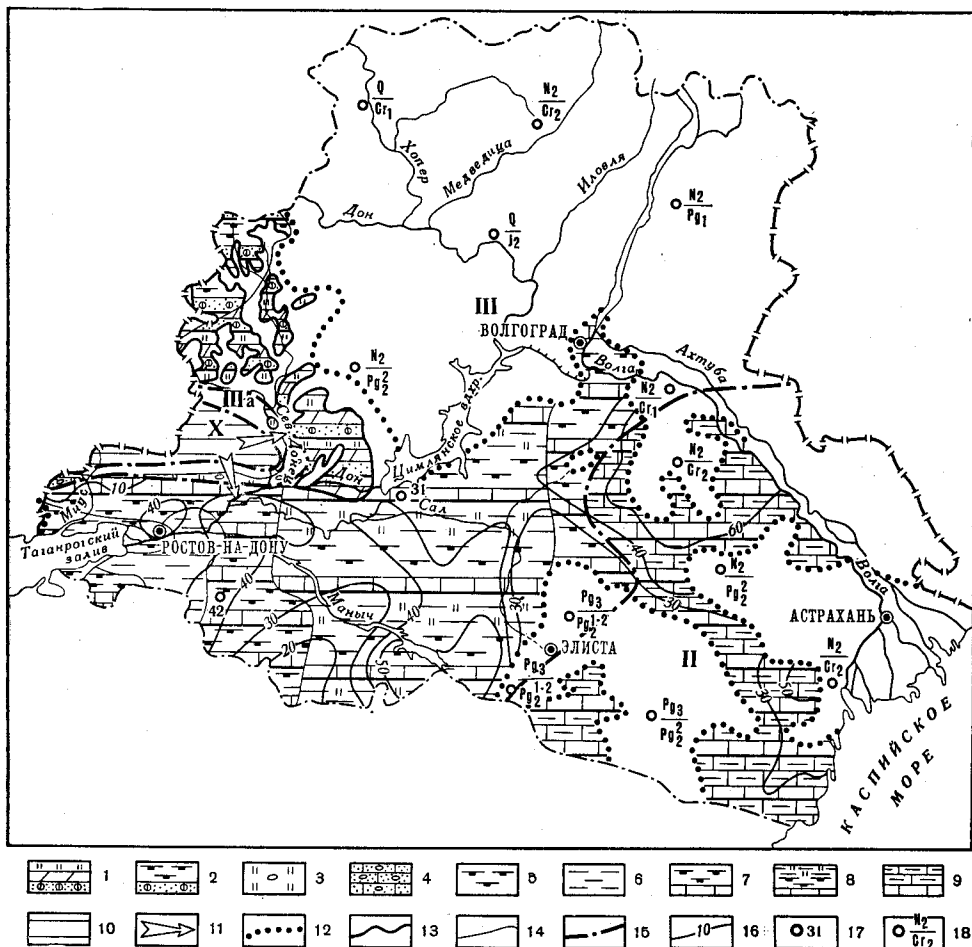


Рис. 61. Литолого-палеогеографическая карта кумско-керестинского времени

Литологические комплексы: 1 — пески с желваковыми фосфоритами, мергели и опоки и опоконидные глины, 2 — пески с желваковыми фосфоритами и известковистые глины, 3 — опоки с прослоями конгломератовидных пород, 4 — известняк песчанистый с включением гравия и гальки, 5 — глины известковистые, 6 — глины неизвестковистые, 7 — известняки и известковистые глины, 8 — известняки, глины неизвестковистые и опоконидные, 9 — известняки и известняки глинистые; 10 — осадочные обломочные породы в областях размыва древней суши; 11 — главное направление сноса обломочного материала; границы: 12 — древних размывов, 13 — четвертичных размывов, 14 — литологических комплексов, 15 — палеогеографических областей; 16 — изопахиты; 17 — разрез по скважине, мощность полная (м); 18 — отсутствие отложений данного возраста, наложение более молодых на более древние. Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа; IIIa — море, прибрежная зона; X — равнины низменные

В разрезе Артезианской опорной скважины, по материалам Е. К. Шуцкой (1960), верхнеэоценовые отложения имеют следующее строение (снизу вверх):

1. Мергель беловато-зеленый, плотный с прослоями более светлого и более крепкого мергеля, с фораминиферами *Heterostomella dalmatina* (Liebus), *Clavulina golubjatnikovi* Schutzk., *Globigerina eocaena* Gumb., *G. frontosa* Subb., *Globigerina micra* (Cole), *Globigerinoides subconglobatus* Chalilov, *Acarimina rotundimarginata* Subb. и др.

2. Мергели коричнево-серые, в отдельных прослоях темно-коричневые, слоистые, с массой рыбьей чешуи, с фораминиферами *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerina turkmenica* Chalilov, *Globigerinella micra* (Cole), *Acarinina rugosoaculeata* Subb.

19 м

3. Известняки зеленовато-белые, глинистые, с прослоями грязно-серого известняка, с фораминиферами *Bulimina seulptilis* Cusch., *Globigerina inflata* Orb., *Gl. corpulenta* Subb., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Anomalina acuta* var. *taurica* Saml.

26 „

Выше залегает темно-коричневая слабокарбонатная слоистая глина с рыбьей чешуей, относящаяся к хадумскому горизонту. Аналогичный литолого-фациальный облик верхнеэоценовые отложения имеют в пределах значительной части рассматриваемого района.

Белоглинская свита (Pg_2^{3bl}) залегает на нижележащих отложениях с размывом, перекрывая в ряде случаев непосредственно среднеэоценовые породы. На границе кумской и белоглинской свит отмечаются следы обмеления, а в ряде случаев и признаки переотложения. В разрезе скважины, расположенной в 60 км северо-восточнее пос. Яшкуль, в основании белоглинской свиты залегает пласт светло-серого песчанистого известняка мощностью 2 м, в изобилии содержащего перемытые рыбы остатки из отложений кумской свиты. Наличие (в разрезе указанной скважины) размыва на границе кумской и белоглинской свит подтверждается также резко уменьшенной мощностью кумской свиты, составляющей всего 3 м, тогда как в наиболее погруженных участках рассматриваемого района мощность кумской свиты достигает 90 м.

Азово-Кубанская впадина (северный борт), вал Карпинского (западная часть)

В пределах западной части вала Карпинского и северного борта Азово-Кубанской впадины разрез верхнеэоценовых отложений меняется довольно существенно. Это изменение касается в основном верхней его части, т. е. кумских и белоглинских отложений, представленных здесь в значительной степени опоко-глинистыми породами. В соответствии со стратиграфической схемой Ф. П. Пантелеева (1947а) выше керестинской свиты выделяется солонская свита, которая в свою очередь подразделяется на нижне-, средне- и верхнесолонские слои.

Как уже указывалось выше, в пределах рассматриваемой территории находится стратотип керестинской свиты. Это разрез кургана Белая Глина в западной части вала Карпинского.

По данным В. Г. Морозовой и Ю. А. Сударикова (1959) керестинские отложения представлены здесь в нижней части ярко-зелеными песчанистыми мергелями мощностью 3,4 м, а в верхней части — белыми мелоподобными мергелями (кокколитофоридовыми известняками, по И. А. Шамраю, 1964) мощностью 3,6 м.

В микрофаунистическом отношении керестинская свита, по данным В. Г. Морозовой, соответствует фораминиферовой зоне *Hantkenina alabamensis* и подразделяется на две подзоны: нижнюю — *Hantkenina alabamensis* и *Marginulinopsis pseudosetoza*, отвечающую песчанистым мергелям, и верхнюю — *Hantkenina alabamensis*, соответствующую мелоподобным мергелям. И. А. Шамрай отмечает следующие виды кокколитофорид, характерные для керестинской свиты Южных Ергеней: *Homomorphus tetracellus* (Schamr. et Lasar.), *Cuneatus membranatus* Schamr., *C. tortuosus* Schamr., *C. lodoensis* (Braml.), *Cribrosus complicatus* Schamr. и др. Подобный комплекс встречен И. А. Шамраем (1964) в верхних горизонтах хадыженской свиты на Северном Кавказе.

Нижнесолонские слои представлены непостоянным по мощности (от 3 до 23 м) горизонтом буровато-серых известковистых глин с редкой рыбьей чешуей. Вверх по разрезу этот горизонт постепенно сменяется зеленовато-серыми известковистыми глинами. Описываемые слои содержат богатую фауну фораминифер, выделяемую Ю. П. Никитиной (1964) в зону *Apomalina acutiformis*. В этих отложениях (в скважине, расположенной в 70 км к западу от с. Ремонтного) Ю. П. Никитина обнаружила фораминифер — *Caucasina eocaenica* Chalil., *Lenticulina micra* (Cole), *Acarinina rugosoaculeata* Subb., *Baggina valvulineriformis* (Вук.), *Bolivina nicopolensis* Nikit., а также многочисленных радиолярий: *Sethopyramis scalariformis* Lipm., *Cenosphaera* sp. indet., *Paradiscus* sp. indet.

В пределах Белоглинского поднятия нижнесолонские слои с размывом залегают на керестинской свите. Контакт бурых глин и белых мергелей представлен сантиметровым прослоем, состоящим из обломков скорлупок фораминифер, галек белых мергелей и окатанных глинистых фосфоритов. Здесь также много рыбьей костяной брекчии с отдельными прекрасно сохранившимися зубами рыб, из числа которых В. В. Меннером определены *Odontaspis winklei* Ler. Ю. А. Судариковым в нижнесолонских слоях найдена чешуя *Sparnodus* sp. (определение Б. П. Жижченко).

Вверх по разрезу нижнесолонские слои постепенно теряют известковистость и сменяются пачкой зеленовато-серых опоковидных известковистых глин мощностью 70—100 м, выделенных Ф. П. Пантелеевым (1947а) в качестве среднего горизонта солонхой свиты. Среднесолонские слои охарактеризованы почти исключительно песчанистыми фораминиферами, выделяющимися В. Г. Морозовой в зону *Cyclammina placenta*. Эти слои сопоставляются с нижней частью белоглинской свиты. Крымско-Кавказской области (зона *Globigerinoides conglobatus* и крупных глобигерин).

В средней части среднесолонских слоев прослеживается слой мелкозернистого кварц-глауконитового темно-зеленого песчаника, в ряде разрезов почти полностью состоящего из глауконита (до 85%). По стратиграфическому положению этот пласт соответствует базальному песчано-галечниковому горизонту, залегающему в основании белоглинской свиты в разрезах северного борта Азово-Кубанской впадины, а также базальному слою белоглинской свиты восточных разрезов рассматриваемой территории и ряда разрезов Ставрополя (Спицевская, Дивненская и другие площади, по Б. П. Жижченко). Указанный песчаный пласт четко и непрерывно прослеживается и к северу, залегая на северо-западной окраине вала Карпинского (Цимлянский и Орловский разрезы) в основании харьковской свиты.

Таким образом, по данным Ю. П. Никитиной (1962) и Е. Н. Федоренко (1965), только верхняя часть среднесолонских слоев (вышеопсанного песчаника) сопоставляется с белоглинской свитой, а нижняя их часть, тесно связанная в фаціальном отношении с нижнесолонскими слоями, включается в состав кумской свиты. В Цимлянском и Орловском разрезах нижняя часть среднесолонских отложений слагает верхнюю часть киевских слоев схемы Г. П. Леонова (1961).

Завершается разрез верхнеэоценовых отложений горизонтом синевато-зеленых известковистых глин мощностью до 26 м с богатой фауной фораминифер, включающей крупные *Cristelaria* sp. и *Nodosaria* sp. Эти отложения относятся к верхнесолонским и залегают на среднесолонских и в ряде случаев с размывом.

В разрезе балки Большая Солонка в основании верхнесолонских отложений расположен фосфорито-галечниковый слой мощностью

2—3 см, представленный черной фосфоритовой галькой размером до 2 см, а также гравийным и мелкогалечниковым кварцевым материалом. Эти отложения выделены Ф. П. Пантелеевым (1947а) как горизонт с *Marginulina behmi* Reuss (маргинулиновый горизонт) и сопоставлены им с самой верхней частью фораминиферовых слоев Северного Кавказа, отвечающей зоне *Bolivina* Н. Н. Субботиной и зоне *Variamussium fallax* И. А. Коробкова.

Соответствие верхнесолонских слоев верхней части белоглинской свиты (зоне *Bolivina*) подтверждено исследованиями В. Г. Морозовой, Ю. А. Сударикова, Г. Н. Родзянко, Ю. П. Никитиной, М. М. Беляевой и др. В. Г. Морозова, сопоставляя верхнесолонские отложения с зоной *Bolivina*, отмечает здесь следующие характерные виды фораминифер: *Bolivina reticulata* Hantk., *Bolivina nobilis* Hantk., *Heterostomella siphonella* (Reuss), *Bulimina sculptilis* Cushman, *Marginulina behmi* Reuss, *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Uvigerina jacksonensis* Cushman.

Анализируя фауну фораминифер зоны *Marginulina behmi*, Ю. П. Никитина также указывает на ее близость к зоне *Bolivina antegressa* Крымско-Кавказской области. Наряду с этим в составе отложений отмечается присутствие видов, свойственных обычно хадумским или майкопским образованиям: *Uvigerina byramensis* Cushman, *Cibicides mundus* Бук., *C. ex gr. oligocenicus* Sam., *Ceratobulimina intrusa* Бук., *Caucasina schischkinskyae* (Sam.), *Spiroplectamina tuaeui* Могоз и др. В средней части глин, кроме пластинок морских ежей и одиночных кораллов, встречено довольно много отпечатков и ядер моллюсков *Cardita divergens* Desh. var. *enisestita* Sloelk, *Cardita oswaldi* Sokol., *Solenomya* sp., *Nucula* sp., по мнению Б. П. Жижченко, определявшего эту фауну, она вполне сопоставляется с фауной харьковского яруса.

Кроме того, рассматриваемые отложения содержат в значительном количестве кокколитофориды, среди которых наиболее характерной формой, по мнению И. А. Шамрая (1964), является *Homotophus trinicellus* (Schamr. et Lasar.).

Следует отметить, что в настоящее время нет единого мнения об объеме верхнесолонских слоев. В результате исследований Ю. А. Сударикова (1962) и В. Г. Морозовой нижняя часть хадумского горизонта (до остракодового пласта) схемы Ф. П. Пантелеева (1947а) отнесена к верхнему эоцену и выделена в качестве надмаргинулинового горизонта. Последний представлен зеленовато-серыми известковистыми песчано-алевритистыми глинами и очень тесно связан как в литологическом, так и в палеонтологическом отношении с подстилающими их отложениями. Надмаргинулиновый горизонт выделен впервые Ю. П. Никитиной в 1951 г. под названием зоны угнетенных фораминифер с *Marginulina behmi* var. *salensis*. В дальнейшем эти отложения выделялись в качестве зоны *Cibicides* aff. *almaensis*, которая в последнее время именуется зоной *Cibicides salensis*. Ю. П. Никитина относит эту зону к олигоцену и включает в состав нижней части хадумского горизонта. В составе фораминифер зоны *Cibicides salensis* отмечается большое количество верхнеэоценовых видов, что сближает данную зону с маргинулиновыми слоями. В составе рассматриваемых отложений присутствуют: *Marginulina behmi* Reuss, *Bolivina antegressa* Subb., *Bolivina nobilis* Hantk., *Bulimina sculptilis* Cushman, *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *U. costellata* Могоз., *U. pygmaea* Orb., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *G. rubriiformis* Subb. и др.

Однако, по мнению Н. А. Грачевой (Жижченко, 1958) и Е. Н. Анановой, проводивших спорово-пыльцевые исследования, надмаргинули-

новые слои должны быть отнесены к эоцену. К белоглинской свите верхнего эоцена рассматриваемые отложения относят также Б. П. Жижченко (1958), М. М. Беляева (1962), Г. Н. Родзянко и др.

Ю. А. Судариков и И. А. Шамрай указывают, что на контакте надмаргинулиновых слоев и вышележащих темных глин майкопской серии имеется размыв. Поверхность размыва, подчеркнутая четким литологическим разделом, образует естественную границу между эоценом и олигоценом и разделяет два резко различных седиментационных цикла.

Воронежская антеклиза (без Приволжской моноклинали), Донбасс

В составе верхнеэоценовых отложений данного района выделяются киевская и харьковская свиты.

Киевская свита в том объеме, в каком она выделяется в настоящей работе, охватывает керестинскую свиту, нижнесолонские и нижнюю часть среднесолонских слоев схемы Ф. П. Пантелеева (1947а).

Как киевская, так и харьковская свиты развиты преимущественно в бассейнах Нижнего Дона и левобережных притоков р. Северского Донца. В пределах остальной части описываемого района, приуроченной к бассейнам р. Чира и среднего течения р. Дона, киевская свита размыта перед отложением трансгрессивно залегающих полтавских песков (см. рис. 61). В нижней части данной свиты повсеместно прослеживается горизонт мелко- и среднезернистого известковистого песка с галькой черного кремня и желваками песчанистых фосфоритов. В этом горизонте (в бассейне р. Быстрой) В. В. Богачевым обнаружены моллюски *Spondylus tenuispira* Sandb., *Sp. buchi* Phill., а М. М. Беляевой найдены фораминиферы *Plectina dolmatina* (Liebus), *Uvigerina hispida* Schwag., *U. pygmaea* Orb., *Clavulina szaboi* (Hantk.), *Bulmina aksuatica* Mогоz., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Anomalina affinis* Hantk., *Cibicides perlucides* var. *kasachstanensis* Nikit., позволяющие определить возраст вмещающих пород как верхнеэоценовый. Мощность указанного горизонта, представляющего собой типичные базальные накопления, колеблется в пределах 0,5—2,0 м.

Пески постепенно сменяются сверху песчанистыми, а затем неопесчаненными белыми, слегка зеленоватыми мергелями (кокколитофоридовыми известняками, по И. А. Шамраю, 1964), слагающими среднюю часть киевской свиты. Мергели содержат одиночные кораллы и моллюски. Так, В. В. Богачевым в обнажении у станицы Константиновской обнаружены *Gigantostrea gigantea* Sol., *Spondylus* aff. *buchi* Phill., *Pseudoamussium corneum* Sow., *Chlamys* cf. *biarritzensis* Arch., *Ch.* aff. *idoneus* Wood. Данная часть разреза этой свиты наиболее богата фораминиферами и выделяется Ю. П. Никитиной в микрофаунистическую зону *Listerella subbotinae*. Отложения этой зоны сопоставляются Ю. П. Никитиной с верхней частью керестинской свиты (зоной *Hantkeina alabamensis*) и имеют мощность порядка 5—6 м, максимум 10 м.

Выше по разрезу карбонатность мергелей постепенно уменьшается, доля терригенных частиц в их составе увеличивается и, наконец, они сменяются белыми, слегка зеленоватыми опоковидными породами: от опоковидных глин и опок до опоковидных песчаников. Нижняя граница опоковидных пород, слагающих верхнюю часть киевской свиты, весьма нечеткая и определяется уровнем фациальных замещений известковистых осадков кремнистыми. В связи с этим данная граница является скользящей и в разных пунктах проводится на разном стратиграфическом уровне.

Фауна верхней части киевской свиты представлена в основном спикулами губок, радиоляриями и диатомеями. Ю. П. Никитиной определены следующие фораминиферы из отложений верхней части описываемой свиты (в верховьях р. Калитвы): *Spiroplectamina donensis* Nikit., *Karrieriella siphonella* Hantk., *Frankeina crassa* Orb., *Haplofragmoides stavropolensis* Ter-Grig., *Uvigerinella proboscidea* Schwag. По мнению Ю. П. Никитиной, эти виды не поднимаются выше верхней границы эоцена, а большинство из них неизвестно ниже верхнего эоцена. Кроме того, в верхней части свиты обнаружен верхнеэоценовый комплекс радиолярий, среди которых выявлены формы *Sethopyramis scalariaformis* Lipm. и *Paradiscus cornutus* Boriss., характерные для кумской свиты.

Б. К. Лихарев (1928) относил описанные неизвестковистые глинистые опоковидные породы верхней части киевской свиты к нижнему подъярису харьковского яруса и включал их в состав олигоцена. Отложения киевской свиты перекрываются весьма характерным и очень выдержанным горизонтом окремненного кварц-глауконитового песчаника, содержащего зачастую хорошо окатанную кремнистую и фосфоритовую гальку. Рассматриваемый песчаник представляет собой по существу базальные накопления харьковской свиты и прослежен Г. П. Леоновым (1961) и В. П. Семеновым (1964) на значительной части юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Четко прослеживается этот песчаник и в пределах Ергеней, а также северного борта Азово-Кубанской впадины (Федоренко, 1965), залегая в средней части среднесолонских слоев. Расположенные выше отложения харьковской свиты представлены обычно зеленовато-серыми кварц-глауконитовыми песками или алевролитами.

В северной части рассматриваемого района в бассейнах рек Глубокой, Калитвы и Быстрой харьковские слои в значительной мере размывы перед накоплением трансгрессивно залегающих полтавских (венцовских) отложений и представлены своей самой нижней частью. Южнее, в нижнем течении рек Дона и Северского Донца мощность харьковских отложений значительно возрастает. В этом же направлении харьковская свита обогащается карбонатным материалом, а также фораминиферами, отсутствующими в более северных разрезах. Обнаруженная здесь М. М. Беляевой и Ю. П. Никитиной фауна мелких фораминифер состоит из видов, встречающихся обычно в мелководных аналогах белоглинской свиты и может свидетельствовать о верхнеэоценовом возрасте рассматриваемых слоев.

Приведем ниже описание разреза киевских и харьковских слоев, вскрытого скважиной в 10 км южнее станицы Раздорской (снизу вверх):

1. Песчаник светло-серый, мелкозернистый, содержащий спикулы губок и радиолярии
2. Песчаник зеленовато-серый, глауконитовый, мелкозернистый, окремненный. В породе встречаются включения светлого мергеля, гравийные зерна фосфорита и обломки макрофауны, что придает песчанику конгломератовидный облик 1 м
3. Мергель светло-серый, слегка зеленоватый, алевритистый, с редкой рыбьей чешуей. Фораминиферы представлены здесь богатым комплексом видов, встречающихся обычно в киевской свите: *Marginulina fragaria* Gumbel., *Cristellaria laticostata* Tutk., *C. römeri* (Reuss), *Uvigerina costellata* Mогоz., *Anomalina acutiformis* Nikit., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. rugosoaculeata* Subb. и др. 16 „
4. Глина светло-зеленовато-серая, алевритистая, известковистая, с редкой рыбьей чешуей. Здесь обнаружены фораминиферы: *Pseudocyclammina transcaspensis* Mогоz., *Spiroplectamina asovensis* Nikit., *Cyclammina cancelata* Brady, а также радиолярии 4 „
5. Глина светло-серая, опоковидная, алевритистая, известковистая, с редкой рыбьей чешуей. Фауна представлена в основном радиоляриями *Cenosphaera*

simplex Boris., *Cenodiscus gratus* Boris., *Porodiscus cornutus* Boris., *Thecorys apex* Boris.

6. Глина светло-серая, песчаная, с ходами илоедов, создающих на отдельных участках пятнистую текстуру. В основании слоя отмечается обильное скопление галек черных фосфоритов (диаметром от 0,5 до 3 см), сцементированных в конгломерат. В глинах встречены фораминиферы: *Uvigerina jacksonensis* Cushman., *U. pygmaea* Orb., *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantk., *Bulimina sculptilis* Cushman., *Globigerinoides conglobatus* Brady. Переход к вышележащему слою постепенный 2 м

7. Песок зеленовато-серый, тонкозернистый, кварц-глауконитовый, слабо-известковистый, глинистый, однородный 27 „

В песках содержится комплекс бентических фораминифер, в общем, такой же, как и в нижележащем слое. Отмечается присутствие *Margulinina behmi* (Reuss), в составе планктонных видов определены *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Globigerina corpulenta* Subb. Описанный разрез киевской и харьковской свит довольно полон. Нижняя его часть (слой 2) соответствует, несомненно, нижнему горизонту киевского яруса схемы Б. К. Лихарева (1928). Залегающие выше мергели и известковистые глины (слои 3 и 4) выделялись Б. К. Лихаревым в качестве верхнего горизонта киевского яруса. Неизвестковистые глины (слой 5) указанный исследователь относил уже к нижнему горизонту харьковского яруса, а вышележащие отложения выделял соответственно (песчаник в основании слоя 6) в средний и верхний (слои 6 и 7) горизонты харьковского яруса.

В западных частях Ростовского свода и Тузлов-Маньчского прогиба отмечаются наиболее полные разрезы харьковской свиты. Так же как и в вышеописанных разрезах, на границе с киевской свитой отмечается горизонт песчаника с мелкой черной фосфоритовой галькой. Выше прослеживается мощная (до 70 м), довольно однообразная толща песчаников-рыхляков и алевролитов мелкозернистых, зеленовато-серых, известковистых, кварц-глауконитовых.

В этой толще выделяются две пачки, на границе которых отмечается размыв, представленный глинистыми катунками. Нижняя из этих пачек соответствует харьковским слоям Г. П. Леонова (1961) по разрезу у станицы Орловской, верхняя часть отвечает верхнесолонским слоям (Федоренко, 1965). Эти породы перекрываются темно-зелеными глинами хадумского горизонта с *Planorbella* sp., а также фораминиферами *Globigerina officinalis* Subb., *Cristellaria herrmani* Andg. и др.

В разрезах Приволжской моноклинали нижняя пачка харьковской свиты соответствует нижебалыклейским, а верхняя — верхнебалыклейским слоям схемы Г. П. Леонова.

Приволжская моноклираль

Верхнеэоценовые отложения Приволжской моноклинали подразделяются в соответствии с принятой в настоящей работе схемой (см. табл. 36) на аксайские и балыклейские слои. Эти слои представлены в основном мергелями с богатой фауной, состоящей преимущественно из бентических фораминифер, детально изученной В. Г. Морозовой в 1952 г.

В естественных разрезах правобережья Волги обнажаются только балыклейские слои. Аксайские слои известны лишь по скважинам и представлены в нижней части светло-серыми глинистыми мергелями, в средней части — мелоподобными мергелями. Мергели залегают на елшанских слоях волгоградской серии и содержат в основании значительную примесь алевролитистого материала. Верхняя часть аксайских слоев слагается мергелистой глиной, в нижней части микрослоистой,

с рыбьими остатками по плоскостям наслоения. Мощность аксайских слоев колеблется от 6 до 15 м.

В толще аксайских отложений В. Г. Морозовой (Леонов, 1961) выделены две микрофаунистические зоны: *Listerella subbotinae* и *Uvigerina volgensis*. Граница между ними приурочена к смене мергелей глинами. Как отмечает В. Г. Морозова, по составу фауны фораминифер нижняя часть аксайских слоев чрезвычайно близка к керестинской свите Южных Ергеней. По данным В. П. Семенова, В. В. Бреславского и О. Б. Грозевской-Кетат (1958), в разрезах Северных Ергеней в составе белых мелоподобных мергелей нижнего горизонта аксайских слоев (верхней пачки нижекиевского подъяруса) определен комплекс фораминифер зоны *Hantkenina alabamensis*, что свидетельствует о соответствии указанных мергелей керестинской свите Ергеней.

Верхняя часть аксайских слоев по литологическим особенностям и стратиграфическому положению соответствует нижнесолонским слоям и, видимо, нижней части среднесолонских слоев. Аксайские слои в целом отвечают киевской свите, нижняя часть которой так же, как и указанные слои, характеризуется фораминиферами зоны *Listerella subbotinae*.

Вышележащие балыклейские слои залегают на аксайских с ясными следами размыва и переотложения ранее образовавшихся пород. Балыклейские отложения представлены пачкой белых мелоподобных мергелей (по И. А. Шамраю, кокколитовых известняков), которые лишь вверху переходят в глинистые мергели, а затем — в мергелистые глины. В составе фауны описываемых слоев встречаются рыбы остатки, редко раковины мелких устриц типа *Ostrea queteleti* Nyst., а также многочисленные кокколитофориды и фораминиферы. Фораминиферы балыклейских слоев изучены наиболее детально В. Г. Морозовой, выделившей здесь ряд микрофаунистических зон.

Балыклейские слои разделяются поверхностью размыва на две пачки, обособленные также и в микропалеонтологическом отношении. Нижняя из этих пачек соответствует нижебалыклейским, а верхняя — верхнебалыклейским слоям схемы Г. П. Леонова (1961).

В нижебалыклейских слоях выделены снизу вверх две зоны: *Clavulina cyclostomata* и *Globigerinoides conglobatus*, а в верхнебалыклейских — зоны *Bolivina ex gr. aenariensis* и *Bulimina schischkin-skauae*. Последняя из этих зон выходит за рамки балыклейских отложений и охватывает также нижнюю часть вышележащей майкопской серии и подразделяется В. Г. Морозовой на три подзоны: *Uvigerina jacksonensis*, *Plectofrondicularia volgensis* и *Radiolaria*. Две нижние из перечисленных подзон относятся к верхней части верхнебалыклейских слоев, верхняя же подзона (*Radiolaria*) отвечает уже майкопской серии.

Г. П. Леонов установил, что широко известные обнажения киевского «яруса» в правобережных обрывах Волги (в Балыклейском грабене) принадлежат к балыклейским слоям и являются, таким образом, более молодыми отложениями, чем киевский ярус в бассейне р. Дона.

В разрезах вблизи г. Волгограда (по рекам Царице и Мокрой Мечетке) верхнебалыклейские слои, содержащие, по данным В. А. Шохинной (1937) и Н. Н. Субботиной, фауну фораминифер зоны *Bolivina* Северного Кавказа, с резкими следами размыва перекрывают непосредственно волгоградскую свиту. Здесь в основании верхнебалыклейских слоев отмечается фосфоритовый горизонт, а также линзы и гнезда светло-серого песка, который выполняет карманы, вдающиеся в отложения волгоградской свиты.

Изучение фораминифер верхнебалыклейских слоев разреза станицы Александровской (Балыклейский грабен) показало, что они содержат

комплекс фораминифер зоны *Marginulina behmi*. В составе этих отложений М. М. Беляевой определены *Marginulina behmi* Reuss, *Bolivina antegressa* Subb., *Bulimina aksuatica* Morz., *Uvigerina pygmaea* Orb., *U. costellata* Mогоz., *Anomalina affinis* (Hantk.), *Gyroidina soldani* Orb. и др. Таким образом, имеющиеся палеонтологические данные полностью подтверждают представления ряда исследователей о соответствии верхнебалыклейских и верхнесолонских слоев Ергеней, что подтверждается их стратиграфическим положением, а также характером соотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Залегающие ниже мергели нижнебалыклейских слоев, по данным В. П. Семенова, В. В. Бреславского и других, сменяются к югу от г. Волгограда некарбонатными глинами с *Radiolaria*, обнаруживая полную литологическую и палеонтологическую общность со среднесолонскими слоями.

Следует отметить, однако, что по объему нижнебалыклейские слои соответствуют лишь верхней части среднесолонских слоев, ограниченной подошвой глауконитового песчаника, отражающего обмеление, а в ряде случаев и размыв ранее образовавшихся осадков.

ОЛИГОЦЕН — НИЖНИЙ МИОЦЕН

Прикаспийская синеклиза, вал Карпинского, Приволжская моноклираль, Азово-Кубанская впадина

Майкопская серия ($Pg_3 - N_1^1$) *mk*

Отложения, объединяемые в майкопскую серию, соответствуют новому седиментационному циклу. Они сложены характерными темно-бурыми, коричневыми и зеленоватыми глинами с подчиненными прослоями песков и алевролитов (рис. 62). Эти отложения залегают на различных горизонтах эоцена и палеоцена и широко развиты в пределах южной части рассматриваемой территории. Мощность майкопской серии закономерно уменьшается в северном направлении вплоть до полного выклинивания. Так, в самом южном разрезе, вскрытом в Артезианской опорной скважине и приуроченном к осевой части Восточно-Манычского прогиба, полная мощность серии достигает 1280 м, а севернее, в разрезах Сало-Манычского междуречья, она не превышает 250—300 м.

В виде останцов небольшой мощности (от 5 до 15—20 м) майкопские отложения наблюдаются значительно севернее, в районе городов Новочеркасска, Волгограда, а также в районе г. Камышина. В настоящее время степень изученности майкопской серии нельзя считать высокой.

Для отдельных районов развития майкопских отложений Ю. П. Никитиной (1964), В. Г. Морозовой (1960), Л. С. Тер-Григорьянц (1964) предложен в последнее время ряд стратиграфических схем, основанных на выделении микрофаунистических (фораминиферовых) зон. Однако эти зоны, хотя и сочетаются с некоторым изменением литологического характера отложений, не имеют все же ясных границ и даже в пределах небольших районов в какой-то степени замещают, по-видимому, друг друга в горизонтальном направлении. Более того, в отдельных районах указанными исследователями выделяется различное количество зон в стратиграфически эквивалентных толщах.

В соответствии с решением Восьмого пленарного совещания Постоянной стратиграфической комиссии по палеогену в 1966 г. палеогеновая часть майкопской серии подразделяется на нижний + средний

олигоцен и верхний олигоцен. В низах нижнего + среднего олигоцена выделяется хадумский горизонт, верхняя граница которого проводится по кровле остракодового (соленовского) пласта.

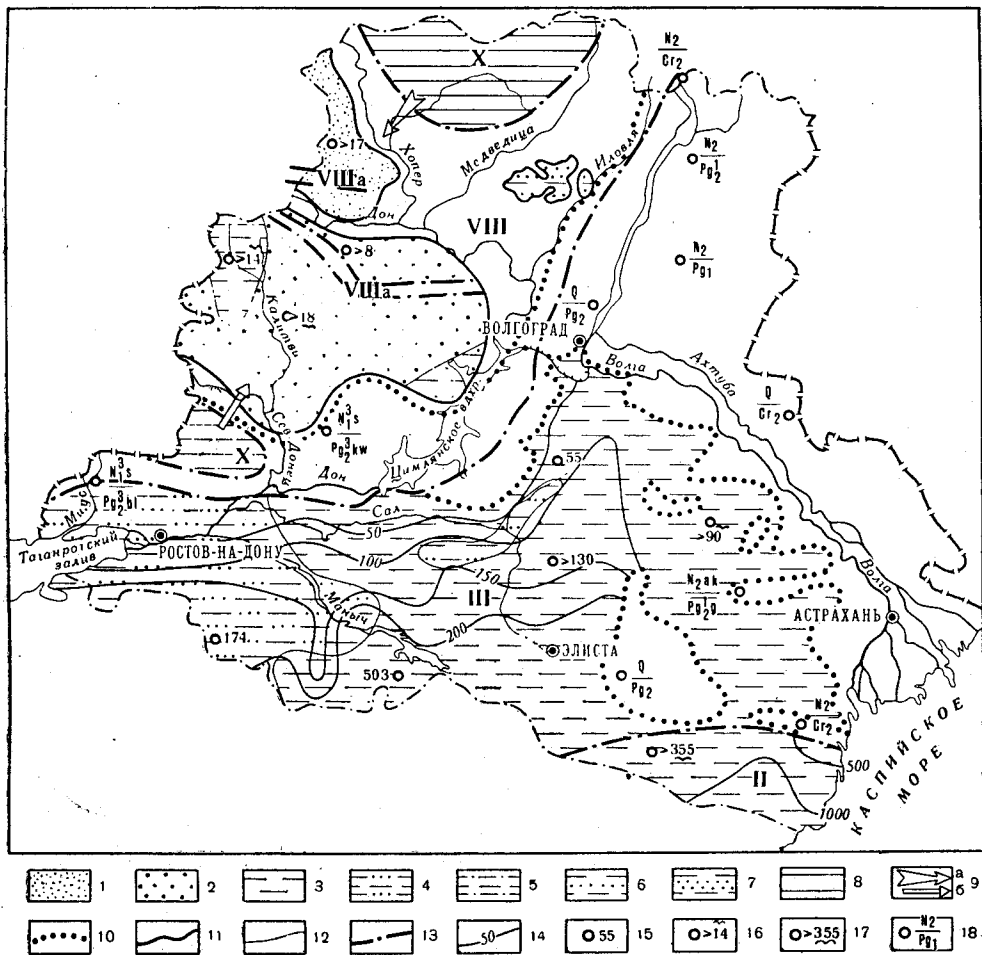


Рис. 62. Литолого-палеогеографическая карта олигоцен-раннемиоценового времени
 Литологические комплексы: 1 — пески, 2 — пески разномерные, 3 — глины, 4 — глины опесчаненные и глинистые пески, 5 — переслаивание алевритов и глин, 6 — переслаивание глин и песков, 7 — переслаивание песков и глин с преобладанием песков; 8 — осадочные породы в областях размыва; 9 — направления сноса обломочного материала главные (а) и второстепенные (б); границы: 10 — древних размывов, 11 — неогеновых и четвертичных размывов, 12 — литологических комплексов, 13 — палеогеографических областей; 14 — изопахиты; разрезы по скважинам: 15 — мощность полная (м), 16 — мощность неполная (м) вследствие отсутствия данных по верхней части; 17 — то же, вследствие отсутствия данных по нижней части; 18 — отсутствие отложений данного возраста, наложение более молодых на более древние. Палеогеографические области: II — море, глубокая часть шельфа; III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; VIII — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; VIIIa — древние речные долины; X — низменные равнины

В основу расчленения надхадумской части майкопской серии в настоящей работе положена стратиграфическая схема Ф. П. Пантелеева (1947а) с учетом уточнений, внесенных в нее последующими исследователями. В соответствии с этой схемой надхадумская часть серии подразделяется на листоватую и нугринскую свиты. Подошва нугринской свиты может быть принята за нижнюю границу верхнего олигоцена.

К нижнемиоценовым отложениям отнесены арадыкская и нижняя часть цаганхакской свиты, которые сопоставляются соответственно с караджалгинской и ольгинской свитами Центрального Предкавказья.

Хадумский горизонт (низы нижнего + среднего олигоцена). В восточной части вала Карпинского отложения хадумского горизонта очень плохо охарактеризованы как конхилио-, так и микрофауной. Литологически он представлен преимущественно темно-серыми глинами с маломощными прослоями алевролитов или сильно опесчаненных глин в основании.

Для характеристики горизонта приведем описание разреза района г. Элисты Вишневской площади (западная часть вала Карпинского).

- | | |
|--|------|
| 1. Глины светло-зеленые, пиритизированные, с обломками тонкостенных раковин моллюсков | 83 м |
| 2. Глина темно-серая, тонкослоистая с обилием в нижней части тонкого известковистого детритуса и рыбьей чешуи. В нижней части пачки отмечается прослой желтовато-серого сидерита мощностью 0,1 м. В описанных глинах В. И. Подгородниченко встречены массовые скопления раковин <i>Planorbella</i> sp. Ю. П. Никитина обнаружила в этих отложениях фораминиферы <i>Cibicides amphisilensis</i> (Andr.), <i>C. ex gr. pygmeus</i> (Hantk.), <i>Plectofrondicularia volgensis</i> Mогоz. | 20 " |
| 3. Мергель желтовато-серый, с обилием раковин остракод, из числа которых Ю. П. Никитиной определены <i>Pterigocythereis semireticulata</i> (Suzin), <i>Clythocythereidea comitata</i> Mand., <i>Cythereis suzini</i> Mand. и др. | 8 " |

Юго-западнее описанного разреза, на Амтинской площади, отложения хадумского горизонта претерпевают существенные изменения. Так, в разрезе скв. 37 этой площади наблюдается увеличение мощности остракодового пласта до 30 м, а в его составе отмечается прослой белого мелоподобного известняка мощностью 5 м. В то же время мощность подостракодовой части хадумского горизонта сокращается и не превышает 6—7 м. Все это наводит на мысль о возможности фациальных замещений подостракодовых глин перекрывающими их мергелями остракодового горизонта.

Западнее, как в пределах вала Карпинского (Ремонтненско-Элистинский блок), так и на площади северного борта Азово-Кубанской впадины, по данным Ю. А. Сударикова, В. Г. Ананьева и других, в составе подостракодовых отложений хадумского горизонта довольно уверенно выделяются две литологические пачки.

Нижняя пачка сложена характерной либо темно-серой до черной, либо коричнево-черной известковистой глиной с заметной примесью кварц-глауконитового песка в нижней части. По данным И. А. Шамрая (1964), эти глины обогащены органическим материалом и относятся к типу лагунно-болотных ингрессивных осадков начавшейся олигоценовой трансгрессии. Мощность описываемой пачки глин колеблется от 2 до 20 м.

В микропалеонтологическом отношении данная пачка принадлежит зоне *Harporhagmoides deformabilis* (Никитина, 1964) и содержит, кроме зонального вида, следующие фораминиферы: *Gaudryina gracilis* Cushman et Laim., *Cristellaria herramanni* Andreae., *Purulina cylindroides* (Roem.), *Cibicides pseudoungerianus* Cushman., *Cibicides almaensis* Saml., *C. ex gr. obligoceniai* Saml., *Bolivina mississippiensis* Cushman. Из моллюсков здесь постоянно присутствуют *Dentalium novaki* Koen., *Nenocardium cingulatum* Goldf., *Corbula conglobata* Koen., *Astarte kickxi* Nyst., *Nucula compta* Goldf., *Pleurotoma selysii* Koen., *Natica nysti* Sand., *Cuspidaria procorovi* Когоб.

Верхняя пачка представлена зеленовато-серыми темными известковистыми глинами, местами грубослоистыми, с включениями

пиритизированных стяжений. Мощность пачки от 4 до 25 м. Эти отложения относятся по микрофауне к зоне *Spiroplectamina carinata*. Наиболее постоянными видами фораминифер, по данным Ю. П. Никитиной, здесь являются (помимо зонального вида): *Nodosaria capitana* Ogb., *Guttulina hantkeni* Cushman., *Caucasina schischkinskayae* (Saml.), *Bolivina mississippiensis* Cushman., *Gyroidina memoranda* Subb., *Cibicides pseudoungerianus* Cushman. В составе верхней пачки встречен также комплекс моллюсков, аналогичный комплексу нижней пачки.

Следует отметить, однако, что палеонтологические микрофаунистические различия между нижней и верхней пачками весьма незначительны (что было отмечено В. Г. Ананьевым и др.) и вызваны преимущественно литологическими изменениями.

В частности, наблюдается приуроченность фораминифер зоны *Naplophragmoides deformabilis* к сильно опесчаненным разностям глин, алевролитам и песчаным горизонтам, которые представляют собой базальные слои олигоценовой трансгрессии. Фораминиферы зоны *Spiroplectamina carinata* сосредоточены в зеленовато-серых глинах, формировавшихся в условиях дальнейшего трансгрессивного расширения бассейна.

Описанные отложения перекрываются сильно известковистыми светло-серыми глинами, местами переходящими в мергели с обильной фауной остракод и имеющими мощность от 5 до 20 м. Помимо остракод Б. П. Жижченко здесь определены *Ergenica cimlanica* Zhizh. и *Cardium* sp. Эти образования выделяются обычно в качестве второго остракодового пласта (Тер-Григорьянц, 1964) или соленовского пласта (Жижченко, 1964а). Аналогичное строение хадумский горизонт имеет и в разрезах северного борта Азово-Кубанской впадины, где Ю. П. Никитина (1962) выделяет те же микрофаунистические зоны, что и в описанных выше разрезах.

Весьма интересны данные спорово-пыльцевых исследований пород хадумского горизонта. Образцы этих пород извлечены из скв. 27, расположенной на южном склоне Ростовского свода, и изучены Е. Н. Анановой. Самые нижние слои хадумского горизонта, представленные в этой скважине темно-серыми, местами песчанистыми глинами, соответствуют, видимо, зоне *Naplophragmoides deformabilis* и характеризуются бедным видовым составом пыльцы (господствуют таксодиевые, составляющие до 71% спектра).

Вышележащие зеленовато-серые глины (аналоги зоны *Spiroplectamina carinata*) характеризуются несколько иным спорово-пыльцевым спектром, в составе которого удельный вес таксодиевых уменьшается до 28—35%, а второе место по количеству пыльцы принадлежит соснам (18—23%). Встречаются здесь также формы, описанные Потонье как *Pollenites bituites*, *P. myrteoides*, *P. oviformis*, *P. pseudocingulum*, однако они составляют не более 5—10%. Содержание *Peridipneae*, а также переотложенных спор из меловых отложений достигает 16%.

В разрезах Приволжской моноклинали отложения, выделяющиеся нами в хадумский горизонт, сложены внизу бескарбонатными глинами, от темно-серых до зеленовато-серых, тонко- или микрослоистыми, с прослойками тонкозернистого кварцевого песка мощностью до 0,5 см. Палеонтологические остатки в этих глинах представлены лишь чешуей и костями рыб, редко радиоляриями. Описанные глины соответствуют второму микрофаунистическому горизонту В. А. Шохиной (1937), в котором из фораминифер имеются лишь единичные *Globigerina bul-*

loides Orb., а также подзоне Radiolaria зоны Bulimina schischkinskayae схемы В. Г. Морозовой.

Вышележащие отложения хадумского горизонта Приволжской моноклинали сложены неяснослоистыми темно-серыми глинами, относительно богатыми органическими остатками. Здесь встречаются фораминиферы, *Planorbella* sp., а также пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски, среди которых В. П. Казаковой были обнаружены *Pseudoamussium cossmanni* Коен., *Cuspidaria varicosta* Когоб., *Nucula compta* Goldf., *Dentalium novaki* Коен., *Astarte* sp., *Cardita* sp.

В данной части разреза В. А. Шохина (1937) выделяет в районе Волго-Донского водораздела три микрофаунистических горизонта (III—V). В этой же части разреза В. Г. Морозова выделяет в районе Волгоградского гидроузла снизу вверх пять микрофаунистических подразделений (зон, подзон, подгоризонтов): 1) подгоризонт мелкопористых фораминифер, 2) зону Nonion nonionoides, 3) подзону Cibicides pseudoungerianus var. varians, 4) подзону Naplophragmoides sp., 5) зону Cibicides pseudoungerianus, содержащую *Robertina* sp.

Перекрываются описанные отложения, как и в рассмотренных выше разрезах, пачкой карбонатных глин с обилием остракод (остракодовыми слоями).

Надхадумские отложения (верхи нижнего + среднего и верхний олигоцен). Ввиду очень слабой палеонтологической изученности и довольно монотонного литологического состава в ряде случаев надхадумские отложения майкопской серии не удается расчленить.

В разрезах восточной части вала Карпинского в составе рассматриваемых отложений выделены (снизу вверх) листоватая, нугринская и арадыкская свиты.

Листоватая свита представлена зеленовато-серыми и темно-серыми тонкослоистыми глинами с прослоями желтовато-серых крепких сидеритов. Мощность свиты (от 40—50 до 60—80 м). В палеонтологическом отношении листоватая свита охарактеризована слабо и содержит, по данным Л. С. Тер-Григорьянц и Ю. П. Никитиной, редкие *Trochamina florifera* Subb., *Globigerina officinalis* Subb. и *Bolivina mississippiensis* Cushm.

Эта свита сопоставляется с верхней частью хадумского горизонта, Центрального Предкавказья (Жижченко, 1964а).

В западной части вала Карпинского, изученной наиболее полно Ю. П. Никитиной, листоватая свита отвечает, видимо, отложениям, объединяемым ею в переходную зону и содержащим единичные песчаные фораминиферы, а также нижнемайкопские моллюски.

Нугринская свита имеет мощность до 360 м и представлена зеленовато-синими глинами с прослоями сероватых песков мощностью до 0,1 м и голубовато-зеленых алевролитов мощностью до 0,4 м. Глины основной части свиты обогащены чешуей и позвонками рыб, а местами даже целыми прослойками рыбьей костяной брекчии мощностью до 10 см. Из числа фораминифер Л. С. Тер-Григорьянц обнаружены *Uvigerina californica* Cushm., *Caucasina schischkinskayae* Saml., *Gyroidina memoranda* Subb., *Nonion polymorpha* Bogd. и др. Кроме того, в отложениях нугринской свиты много макрофауны, имеющей, согласно определениям по Е. В. Ливеровской, следующий состав: *Cardium abundus* Liwer., *Cardium* sp., *Corbula gibba* (Ol.), *C. aff. gibba* (Ol.), *Cuspidaria* sp., *Cyrena* sp., *Cytherea* sp., *Leda* sp., *Lucina* sp., *Modiola* sp., *Nucula kalmikensis* Liwer., *Panopea* sp., *Pecten* (*Camptoneetes*) *textus* Phil., *Pecten* sp., *Solecurtus* sp., *Tellina nystii* Desh., *Natica* sp. и др.

Ф. П. Пантелеев (1947а) относил нугринскую свиту к среднему олигоцену и сопоставлял с септариевой и зеленчукской свитами Центрального Предкавказья. По данным М. Ф. Носовского (устное сообщение) и Б. П. Жижченко (1964а), нугринская свита соответствует асканийским слоям Южной Украины, которые в последнее время параллелизуются большинством геологов с хатскими (верхнеолигоценовыми) отложениями Западной Европы.

Благодаря повышенному содержанию в отложениях нугринской свиты рыбьих органических остатков подошва ее четко выражается на гамма-каротажных диаграммах и соответствует реперу, выделенному С. С. Итенбергом в 1960 г. в основании зеленчукской свиты Центрального Предкавказья. Это служит одним из оснований для параллелизации последней с нугринской свитой рассматриваемой территории.

Вышележащие отложения майкопской серии, относящиеся уже к миоцену, разделяются на арадыкскую свиту и нижецаганхакскую подсвиту.

Арадыкская свита представлена однообразной толщей буровато-серых известковистых глин с редкими прослойками песков и сферосидеритов. В глинах встречаются обломки древесных стволов, принадлежащих, по данным Ф. П. Пантелеева, к виду *Padocarpaxylon sewerzovi* (Mergskl.). Кроме того, Е. В. Ливеровской и Б. П. Жижченко здесь обнаружены моллюски *Cardita* sp., *Leda* sp., *Nucula* cf. *kalmikensis* Liwer., *Cardium* cf. *papillosum* Poli., *C. obundans* Liwer., *Pecten textus* Phil.

Ю. П. Никитина (1964) рассматривает арадыкскую и нугринскую свиты западной части вала Карпинского и северного борта Азово-Кубанской впадины как средний майкоп и выделяет здесь две микрофаунистические зоны: *Caucasina buliminoides* и (нижняя) *Cibicides ornatus*. Первая из этих зон отвечает, видимо, нижней части нугринской свиты, а вторая охватывает верхнюю часть нугринской и арадыкскую свиты, соответствуя, по мнению Ю. П. Никитиной, верхней части караджалгинской свиты.

Вышележащие отложения принадлежат нижней части цаганхакской свиты. Последняя характеризуется микрофауной зоны *Neobulimina elongata*, что дает основание сопоставлять данную свиту с ольгинской свитой Центрального Предкавказья. Нижецаганхакская подсвита сложена толщей шоколадно-коричневых известковистых глин мощностью от 23 до 77 м с прослоями песка. В нижней части этой подсвиты прослеживаются зеленовато-бурые и зеленые глины с прослоями глауконитовых песков. К зеленым глинам, по данным Ю. П. Никитиной (1964), приурочен комплекс фораминифер с *Uvigerinella californica* Cushman, а к бурым — комплекс с *Neobulimina elongata* (Orb.). Отложения с *Uvigerinella californica* характеризуются, по утверждению Ю. П. Никитиной, расцветом *Uvigerinella californica* Cushman var. *urupensis* Bogd., а также первым появлением *Cibicides stavropolensis* Bogd., *Bolivina antiqua* Orb. и *Caucasina* (*Telebro*) sp. Помимо фораминифер в нижней части цаганхакской свиты встречены отпечатки *Nucula* sp., *N. cf. nuclens* L., *Cardium* cf. *papillosum* Poli., *Aporrhais* sp. (определения Б. П. Жижченко).

В составе верхнемайкопских отложений Сало-Манычского между-речья присутствуют остракоды, принадлежащие в большинстве к новым видам. Непосредственно выше зоны *Neobulimina elongata* майкопские отложения содержат только кости рыб.

Описанные отложения перекрываются трансгрессивно залегающими образованиями среднего миоцена (верхней частью цаганхакской свиты), которые Ф. Ф. Гольнец (1935) и Г. Н. Родзянко (1965) отно-

сят уже к чокракскому горизонту. Более высокие слои майкопской серии (аналоги ритцевской свиты) на большей части рассматриваемой территории размыты. Аналоги этих отложений, относящиеся уже к низам среднего миоцена, т. е. «онкофоровые слои» Северных Ергеней, будут рассмотрены при описании неогеновой системы.

Воронежская антеклиз (без Приволжской моноклинали), Донбасс

Полтавская серия ($Pg_3 - N_1$) *pl.* К отложениям рассматриваемой серии отнесена палеонтологически немая толща пестроцветных кварцевых песков с подчиненными прослоями кремнистых песчаников и глин, развитая на высших точках наиболее высоких участков водоразделов правых притоков Дона. В стратиграфической схеме Б. К. Лихарева (1928) данные отложения отнесены к полтавскому ярусу Н. А. Соколова, что впоследствии было принято почти всеми геологами, изучавшими палеоген южного склона Воронежской антеклизы. Однако вопрос о возрасте полтавской серии является в настоящее время дискуссионным и решается в большинстве случаев на базе общих стратиграфических представлений.

На нижележащих отложениях полтавская серия залегает с размывом. В ее основании в ряде разрезов наблюдается горизонт грубозернистых песков, а также окатанная галька кремнистых пород размером от 1,5—2 до 3—4 см. Амплитуда размыва увеличивается к северо-востоку, и полтавские отложения перекрывают в этом направлении все более древние слои.

Так, если в бассейнах рек Калитвы и Глубокой толща кварцевых песков полтавской серии залегает с ясными следами размыва на самых нижних слоях харьковской свиты, то восточнее, в бассейнах р. Чира и среднего течения Дона, указанная толща повсеместно перекрывает чирские и осиновские слои бучакской свиты.

В составе полтавской серии в ряде районов удается выделить две литологические пачки, стратиграфическая обособленность которых в настоящее время не может считаться обоснованной. В бассейнах рек Калитвы и Глубокой нижняя часть серии представлена светлыми (белыми и серыми) песками, преимущественно кварцевого состава, мелкозернистыми, с хорошо окатанным и отсортированным обломочным материалом. Тяжелые минералы представлены ильменитом, дистеном, рутилом, ставролитом, силлиманитом, цирконом и турмалином (перечислены в порядке количественного убывания). Пески характеризуются горизонтальноволнистой слоистостью, обусловленной слабым изменением гранулометрического состава и наличием тонких скоплений рудных минералов. Мощность пачки светлых песков колеблется от 15 до 25 м.

В нижней части полтавской серии в ряде разрезов, приуроченных к бассейнам рек Глубокой и Быстрой, описанные пески содержат прослой темных гумусированных тонкослоистых глин мощностью от 0,05 до 0,7 м.

Верхняя часть полтавской серии представлена разнозернистыми кварцевыми песками (часто с глинистой примесью), не обнаруживающими какой-либо слоистости. Цвет песков желто-бурый, красно-бурый, красный, розовый. В обнажениях эта толща часто сложена плотноцементированными песками, в составе которых отмечаются подчиненные линзовидные прослой глин, имеющие озерно-лагунный облик. Мощность песков колеблется от 3 до 6 м.

Характерной особенностью песков полтавской серии является наличие конкреционных стяжений кварцитовидных песчаников мощностью от 0,1 до 0,5 м.

В бассейне р. Чира в составе полтавской серии наблюдаются грубые пески (см. рис. 62), залегающие в виде узких полос, возможно, представляющих собой следы древних аллювиальных потоков и относящихся по времени формирования, видимо, к верхней части серии. Эти пески обычно косослоистые, неравномерnozернистые, с преобладанием крупнозернистых. Сортировка материала, как правило, плохая. В составе песков отмечаются угловато-окатанные гравийные зерна кварца размером до 5 мм, галька, реже валуны. Среди минералов тяжелой фракции имеются неустойчивые (роговая обманка, мусковит, эпидот), которые не являются характерными для основной массы описываемых песков.

В бассейне среднего течения р. Дона, у станции Пятиизбянской на лучинских слоях, соответствующих верхнесолонским слоям Ергеней, без следов размыва залегает пачка темных гумусированных глин с прослоями песка. Эти же глины залегают в бассейне нижнего течения р. Чира (у станции Нижне-Чирской) уже на более древних (чирских) слоях, имеют мощность до 7—8 м и включают в себя линзы светлых кварцевых мелкозернистых песков мощностью до 0,2 м.

Описанные гумусированные глины, судя по их фаціальным особенностям, условиям залегания и географическому положению, являются связующим звеном между майкопской свитой Приволгоградского района и описанными выше песчаными отложениями полтавской серии. В западном направлении гумусированные глины фаціально замещаются песками, содержащими лишь редкие прослойки этих глин.

По данным Ф. П. Пантелеева, проводившего геологсьемочные работы в центральной части Иловлинско-Медведицкого междуречья, к полтавской серии здесь могут быть отнесены гуровско-ергенинские слои, распространенные в виде небольших останцов и представленные в нижней части разнозернистыми пестрыми песками (мощностью 10—15 м) с гравием и галькой различных пород. Пески залегают на размывтой поверхности палеогеновых и меловых отложений и перекрываются пачкой тонкослоистых глин светло-серых внизу и коричнево-шоколадных сверху. Среди глин отмечаются оранжевые, малиновые и желтые разновидности, придающие породам в целом пестроцветный облик. Рассматриваемая пачка глин видимой мощностью свыше 6 м отнесена Ф. П. Пантелеевым к гуровским слоям, а подстилающие их пески рассматривались им как ергенинские.

В глинах гуровских слоев в обнажениях р. Ольховки (правого притока р. Иловли) Ф. П. Пантелеевым обнаружены отпечатки листьев, принадлежащие, по определению А. С. Пересветова, к следующим формам: *Castanea atavia* Ung., *Acer subcampestre* Goerr., *Juglans acuminata* A. Braun., *Sequoia langsdorfii* (Braun.).

Вместе с листьями в глинах были встречены ядра и отпечатки ребристых и гладких пеллеципод. Ребристые формы, по определению Б. П. Жижченко, представляют собой *Cardium* из подрода *Gerasoderma*, а гладкие относятся к роду *Tellina*. Кроме пеллеципод, в глинах была обнаружена крупная чешуя рыб, относящаяся, по данным В. В. Меннера, к ктеноидному типу и не известная ни в верхне-, ни в среднемиоценовых отложениях Северного Кавказа. По мнению Б. П. Жижченко, содержащаяся в глинах фауна может свидетельствовать о нижнемиоценовом или (скорее всего) об олигоценном возрасте этих отложений. Последнее предположение подтверждается, по его мне-

нию, и наличием формы *Castanea atavia* U p g., стоящей ближе не к сармату, а к аквитанским формам Закаспийской области.

Исходя из имевшихся палеонтологических данных, а также учитывая майкопский облик гуровских глин, Ф. П. Пантелеев сопоставил их с майкопскими отложениями Ергеней, решив, что гуровские слои и подстилающие их ергенинские пески относятся к верхнему олигоцену — нижнему миоцену. С другой стороны, гуровско-ергенинские слои параллелизовались Ф. П. Пантелеевым с полтавскими песками правобережья р. Дона, которые он выделял как венцовские слои. Г. Н. Родзянко (1965) переименовал гуровско-ергенинские слои в иловлинско-гуровские и также параллелизовал их с полтавской серией правобережья р. Дона, но отнес по возрасту к нерасчлененным образованиям всего миоцена.

По данным И. И. Томковича, в верховьях р. Березовой выше песчаных отложений полтавского яруса с постепенным переходом залегает пачка пестроцветных (коричневых, серых, розовых) песчаных глин мощностью до 10 м. Эти глины перекрываются скифскими глинами плиоцена и условно сопоставляются нами с гуровскими слоями Иловлинско-Медведицкого междуречья.

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ

В конце верхнемелового времени рассматриваемая территория, как и вся Восточно-Европейская платформа, испытывает общее воздымание. Сравнительно глубоководный верхнемеловой морской бассейн постепенно мелеет и отступает на юг и юго-восток в пределы Прикаспийской впадины и Кавказской геосинклинальной области, которые, видимо, явились в дальнейшем центрами трансгрессий всех палеогеновых морей. В конце датского века осушается вся территория Воронежской антеклизы, зона Доно-Медведицких дислокаций, Ростовский свод и Донецкий выступ. Перечисленные области и остальная часть Восточно-Европейской платформы объединились в единый континентальный массив.

Продолжительность континентального режима, установившегося в конце мелового периода, была в разных местах неодинаковой. В пределах Ростовского свода, Донецкого выступа и самой северо-восточной части Воронежской антеклизы этот режим сохранялся в течение почти всего палеоцена.

В самом конце палеоценовой эпохи, в пролейское время, области суши резко сокращаются (см. рис. 59). Мелководным морем покрывается значительная часть юго-восточного склона Воронежской антеклизы; прекращается существование Доно-Медведицкой суши как барьера, ограничивающего проникновение березовско-сызранских и камышинских морей на запад, в бассейн современного Дона.

Первому, наиболее раннему, этапу осадконакопления и соответственно первой палеогеновой трансгрессии отвечает время образования черёкской серии, березовских и нижнетаинских слоев, а также ейской свиты.

Дальнейшее расширение палеоценовой трансгрессии происходит в верхнепалеоценовое время, что отражается в трансгрессивном залегании верхних слоев палеоцена на разновозрастных верхнемеловых и нижнепалеоценовых образованиях. В основании верхнепалеоценовых отложений в большинстве случаев наблюдаются базальные накопления, включающие обломки и частицы переотложенных пород нижнего палеоцена и верхнего мела (Шамрай, 1964).

В течение верхнего палеоцена в результате эпейрогенических движений в краевых частях бассейна формируются мелководные, цикли-

чески построенные толщи сызранской, камышинской и пролейской свит. Нижние (трансгрессивные) части циклов слагаются обычно опоко-глинистыми породами, верхние (регрессивные) представлены существенно песчанистыми отложениями, которые в конечные этапы регрессий (камышинское время) приобретают крайне мелководный пляжевый облик. В основании отмеченных циклов наблюдаются базальные накопления, представленные грубозернистым, гравийно-галечниковым материалом.

Конец палеоценовой эпохи (пролейское время) отмечается новой, наиболее обширной трансгрессией, оставившей мелководные песчанистые осадки с пластами и стяжениями желваковых фосфоритов и с глауконитом.

На литолого-палеогеографической карте палеоценового времени «границей распространения перерывов в основании рассматриваемой части разреза» показано соотношение площади развития трансгрессии пролейского бассейна и более древних трансгрессий. Территория, лежащая к западу и к северу от этой линии, по мнению Е. Н. Федоренко, в течение большей части палеоцена не покрывалась морем, представляя собой низменную равнину. Только в самом конце палеоцена (в пролейское время) здесь установился режим морского мелководья.

Отложения нижнего и среднего эоцена представляют собой новый, четко очерченный этап осадконакопления. Начало его почти повсеместно фиксируется появлением прибрежных грубозернистых гравийно-галечниковых осадков. Эти отложения обычно представлены базальным глауконитовым грубозернистым песчаником с галькой фосфоритов, кремней и кварца.

Трансгрессивный характер раннеэоценовых отложений подтверждается и тем, что они перекрывают разновозрастные образования от палеоценовых до каменноугольных включительно.

Раннеэоценовая трансгрессия была шире палеоценовой, о чём свидетельствуют значительно большие площади распространения эоценовых пород. Уменьшается в размерах Донецкая суша, а также суша на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы. В раннеэоценовое время перекрывается морем Ростовский свод.

Несмотря на наличие мелких перерывов, в составе нижне- и среднеэоценовых отложений в общем можно выделить два цикла седиментации, отвечающих наиболее крупным изменениям бассейна.

Нижний из этих циклов соответствует царицынской свите и ее аналогам, верхний охватывает волгоградскую свиту. Вслед за отложением прибрежных базальных осадков происходит дальнейшее расширение раннеэоценовой трансгрессии, выразившееся в накоплении пачки сравнительно тонких глинистых отложений, четко прослеживающихся в разрезах всех фациальных типов и отвечающих максимальному этапу развития трансгрессии. В северной части рассматриваемой территории это — опоко-глинистые породы нижней части царицынской свиты (татаркинские слои) и вешенские слои. Аналоги этих отложений уверенно прослеживаются и в южных разрезах, где они представлены пачкой тонких зеленовато-серых глин, с размывом перекрывающих существенно песчанистые образования палеоцена. Присутствие в глинах планктонных фораминифер и мелкорослых тонкостенных пелеципод свидетельствует о том, что морской бассейн был относительно глубоководным и имел нормальную соленость.

Регрессивной части первого цикла соответствует подъем седиментационной области, незначительный размыв отложившихся толщ и образование преимущественно песчанистых, кварц-глауконитовых осадков, формировавшихся в обстановке активной подвижности вод. Помимо ли-

тологического состава пород на это указывает присутствие устриц и их обломков. Регрессивной части первого цикла отвечает время образования котловских слоев в Поволжье и суровикинских в бассейне Дона.

Трансгрессия начала второго цикла отмечается формированием базальных гравийно-галечниковых накоплений, прослеживающихся в основании бучакской, волгоградской и черкесской свит. На юге рассматриваемой территории, в пределах Скифской плиты, в дальнейшем образуются глинистые и известковистые осадки: карбонатные и мергельные на юго-востоке и бескарбонатные на юго-западе. В Волгоградском Поволжье и в бассейне Среднего Дона накапливаются существенно мелководные, прибрежные, косо- и горизонтальнослоистые кварцевые пески с обломками древесины и отпечатками листьев. В течение последней стадии развития бассейна наблюдается некоторое его углубление, выразившееся в накоплении сравнительно тонких алевроито-глинистых осадков чирских и елшанских слоев.

Резкое расширение и углубление бассейна произошло в следующем, верхнеэоценовом, этапе.

В начале верхнего эоцена (киевское время) трансгрессия усиливается и морской бассейн расширяется, перекрывая в максимальные стадии своего развития почти всю рассматриваемую территорию. Достоверно известен только один участок верхнеэоценовой суши — небольшая центральная часть Донецкого выступа. Терригенные и кремнистые осадки, накапливавшиеся на большей части территории в палеоцене, сменяются на данном этапе карбонатными осадками.

Первая половина верхнего эоцена выделяется нами в самостоятельный седиментационный цикл, охватывающий киевскую свиту в бассейне Дона, аксайские слои Волгоградского Поволжья и кумско-керестинские отложения южной части описываемой территории. В северной части территории начало формирования этого цикла отмечается накоплением горизонта базальных известковистых разнотоннозернистых песков с желваковыми фосфоритами, кремнистыми и кварцевыми гальками, гравием и зубами акул. Эти отложения в связи с дальнейшим расширением трансгрессии сменяются тонкими карбонатными и глинистыми илами (соответствующими средним частям киевской и керестинской свит). Формирование подобных осадков на громадной территории свидетельствует о значительной выровненности водосборных пространств. Обилие карбонатных осадков, сложенных, по данным И. А. Шамрая (1964), в основном кокколитофоритами и фораминиферами, указывает на преобладание биогенного карбоната накопления в условиях теплого моря нормальной солености.

Верхняя часть описываемого цикла характеризуется постепенной сменой тонких карбонатных осадков вначале известковистыми глинами, а затем кремнистыми опоквидными породами (глинистыми диатомами и спонголитами, по И. А. Шамраю, 1964). Эти породы заметно обогащены песчаным материалом и в ряде разрезов представлены песчаносланцевыми опоками, а также опоквидными песчаниками.

Следующий цикл верхнеэоценового этапа охватывает харьковскую и белоглинскую свиты бассейна Дона и балыклейские слои Волгоградского Поволжья. В начале этого цикла произошел подъем Воронежской антеклизы и Донбасса, в связи с чем карбонатные осадки повсеместно вытесняются здесь кварц-глауконитовыми песками харьковской свиты. В основании данного цикла также прослеживаются грубозернистые гравийно-галечниковые отложения, с разрывом перекрывающие нижележащие породы. Как установлено в последнее время, характерный кварц-глауконитовый песчаник с галькой, залегающий в основании харьковских слоев схемы Г. П. Леонова (1961), уверенно прослежива-

шенными глинами и песками с *Oncophora dubiosa* M. Нöег n. установлены в последнее время у южной границы описываемой территории, в Приманычье. Здесь они без перерыва залегают на нижнемиоценовых образованиях с *Neobulimina elongata* и содержат, по данным А. И. Копыльцова и К. Г. Чемянова, руководящую коцахурскую моллюсковую фауну (*Oncophora socialis* Rzeh., *Cardium cartilicum* David.). Несколько южнее, в северном Ставрополье, совместно с указанными моллюсками обнаружены фораминиферы саккамминовой зоны (Богданович, 1965). Это указывает на соответствие данных отложений ритцевской свите майкопской серии Предкавказья, что в свою очередь отвечает, по общему мнению, коцахурским слоям Грузии.

Значительно раньше онкофоровые слои были открыты в 200 км к северу от Приманычья в районе Северных Ергеней. Здесь, в песчано-глинистых отложениях по балкам Дубовая, Северная Ластва и др. В. М. Каменский, М. М. Жуков и Е. В. Милановский произвели сборы фауны, которая, по определениям Л. Ш. Давиташвили, содержала *Oncophora socialis* Rzeh., *Cardium* cf. *cartilicum* David., *C.* cf. *goriensis* David.

Эта солоноватоводная фауна позволила Л. Ш. Давиташвили отнести вмещающие слои к аналогам коцахура Грузии. В дальнейшем к онкофоровому горизонту в Северных Ергенях стали относить не только слои с указанной фауной, но и все литологически сходные с ними «немые» песчано-глинистые накопления, развитые здесь в верхах майкопа.

Полученный в дальнейшем большой фактический материал позволил прийти к выводу (Родзянко, 1965б), что в Ергенях фауна онкофор приурочена к двум разновозрастным горизонтам: верхнему, среднемиоценовому, обнажающемуся на дневной поверхности в Северных Ергенях, и нижнему, олигоценному — нижнемиоценовому, вскрытому скважинами. Наличие среднемиоценового онкофорового горизонта в Северных Ергенях увязывается также с представлениями Г. А. Квалиашвили о широком распространении этих слоев.

В заключение нужно отметить, что часть «немых» песчано-глинистых отложений, с разрывом залегающих в Северных Ергенях на майкопских глинах и сопоставляемых обычно по литологическим признакам с онкофоровыми слоями, в действительности относится к яшкульской свите.

Чокракский горизонт. В пределах описываемой территории выделен впервые Ф. Ф. Голынцом (1932) в долине Манычей по разрезам скважин, пробуренных на Каменном бугре (останец неогеновых пород) и в урочище Шар-Бурук. Здесь вскрыта своеобразная толща с *Leda fragilis* Chern., трансгрессивно залегающая на различных горизонтах майкопской серии. Представлена она шоколадными глинами с ярзитом на плоскостях сланцеватости и включениями мелкого гравия, а также разнозернистыми косослоистыми песками. Литологические особенности данной толщи свидетельствуют о формировании ее в прибрежной зоне, очевидно, в условиях периодического отступления моря, когда взамен гравийносных глин отлагались грубые континентальные косослоистые пески.

Ф. П. Пантелеев (1947а), исходя из своих палеогеографических построений, отрицал наличие чокракских отложений в долине Манычей. В подтверждение этого он указывал на строение разреза в балке Гэд-жур (Юго-Восточные Ергени), где, по его мнению, в кровле гравийносных глин и грубых песков (аналогичных отложениям Каменного Бугра) залегают среднемиоценовые онкофоровые слои. Вследствие этого Ф. П. Пантелеев отнес гравийносные глины и грубые пески Каменного

Бугра, балки Годжур и других пунктов к верхам нижнего миоцена (в качестве верхнецаганхакской свиты майкопской серии Южных Ергеней). Г. Н. Родзянко (1947) вслед за Ф. Ф. Голынцом продолжал сопоставлять верхнецаганхакскую свиту с образованиями чокракского возраста. Последующие исследователи подтвердили взгляды Ф. Ф. Голынца. Оказалось, что чокракские отложения широко распространены в долине Манычей и что пески балки Годжур, залегающие в кровле гравиеносных шоколадных глин, относятся, согласно палинологическим исследованиям Е. Н. Анановой (выполненным в 1962 г.), не к нижней, а к средней части среднего миоцена.

Необходимо отметить, что помимо долины Манычей чокракские отложения впоследствии были установлены в восточной части северного крыла Азово-Кубанской впадины (по рекам Среднему Егорлыку и Большому Егорлыку) и в Западном Прикаспии. Таким образом, площадь развития морских чокракских отложений обозначилась в виде узкой полосы, вытянутой вдоль южной границы рассматриваемой территории от долины Среднего Егорлыка до западного побережья Каспия. В северо-восточной части этой полосы развиты упомянутые выше континентально-морские образования (верхнецаганхакские по Ф. П. Пантелееву), входящие в состав яшкульской свиты. К северо-западу и юго-востоку они сменяются морскими отложениями мощностью до 112 м. Последние представлены в восточной части северного крыла Азово-Кубанской впадины (бассейн рек Среднего Егорлыка и Большого Егорлыка) переслаиванием темноцветных, почти черных, карбонатных глин и светло-серых мелкозернистых песков.

Ю. А. Судариков обнаружил в 1956—1957 гг. в указанной толще (в скв. 2, расположенной по правобережью р. Среднего Егорлыка, у границы Ростовской области) моллюсков, среди которых Р. Л. Мерклин определил: *Abra alba euxinica* Merkl., *Corbula* cf. *gibba* Ol., *Spirialis* sp., *Hydrobia* sp. Эти ископаемые свидетельствуют о принадлежности вмещающих слоев к образованиям чокракского возраста. Ю. А. Судариков предположительно относит этот интервал к карагану.

Ближе к западному Приманычью в разрезе скв. 41, расположенной примерно в 20 км западнее г. Сальска, Ю. А. Судариковым найдены среди черных глин с прослоями песка моллюски *Corbula gibba* Ol., *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Abra parablis* Zhizh., *Spirialis* sp. (определения Р. Л. Мерклина). Указанная фауна позволяет отнести вмещающие отложения к чокракскому горизонту. К юго-востоку от г. Сальска (к югу от оз. Маныч-Гудило) А. И. Копыльцов и К. Г. Чемянов (1959—1961 гг.) выявили обширный участок, где чокракские слои выпадают из разреза, и датированные отложения карагана с разрывом залегают на майкопских глинах. Приведенные данные позволили автору считать, что в районе оз. Гудило в чокракское время существовало палеоподняtie (Гудиловское).

В скважинах восточной части Приманычья, в зеленовато-голубоватых глинах с прослоями песков, Г. В. Лаврова и Н. В. Брюткина обнаружили в 1954—1955 гг. *Leda fragilis* Chern. и в массовом количестве *Spirialis* sp. По мнению Б. П. Жижченко, определявшего эту фауну, вмещающие ее породы относятся к чокраку. Еще восточнее, в Прикаспии в разрезе Артезианской опорной скважины рассматриваемые отложения имеют мощность до 112 м и представлены чередующейся толщей темноцветных, почти черных глин и песчаников. Н. Г. Сазонова указывает, что здесь встречаются *Mohrensternia inflata* Andrus., *Spirialis* sp., и относит данные отложения к чокракскому горизонту, тем более что в кровле их залегают глины со *Spaniodontella pulchella* Vailly, а в подошве — датированные образования майкопской серии.

Караганский горизонт. Распространен намного шире чокракского. Перекрывая последний, он прослеживается далеко к северу, залегает с размывом на различных горизонтах нижнего миоцена и палеогена. Караганские отложения развиты на северном крыле Азово-Кубанской впадины, в зоне Манычских прогибов, проникают в западную часть Ергенинских поднятий и прослеживаются в Прикаспии по южному склону вала Карпинского. На дневной поверхности они обнажаются среди неогеновых пород, образующих в рельефе так называемую «миоценовую гряду» вдоль северного крыла восточной части зоны Манычских прогибов.

Караганский горизонт повсеместно представлен терригенными образованиями неглубокого моря: темными, часто черными, иногда коричневыми и зелеными глинами, а также мелкозернистыми серыми песками с прослоями мергелей и песчаников общей мощностью до 70 м. В глинах встречаются кристаллы пирита и обуглившиеся растительные остатки. В Прикаспии, в осевой зоне Манычских прогибов и в юго-восточной части северного крыла Азово-Кубанской впадины (в районе сел. Башанта), караганский горизонт сложен глинами. К северо-востоку и северо-западу, ближе к окраинам караганского бассейна, в составе отложений получают развитие пески. Например, вдоль миоценовой гряды Приманычья распространены пески и глины, чередующиеся с прослоями мергелей. В этой толще встречаются конгломератовидные песчаники с мергельной галькой, а также пески с гравием и скоплениями раковинного детритуса, что указывает на непосредственную близость древней береговой линии.

Глины и пески с прослоями мергелей наблюдаются на северном крыле Азово-Кубанской впадины (к северо-западу от сел. Башанта) и в западной части Сало-Манычского междуречья, в районе станции Зимовники и станицы Орловской. В зоне Каменнобалковского поднятия пески преобладают над глинами, что свидетельствует о положительных движениях названной структуры в караганское время.

На северных берегах р. Дона и Таганрогского залива караганские отложения представлены темными глинами с прослоями песков. Они вскрываются здесь скважинами к западу от г. Ростова-на-Дону. Прибрежные осадки караганского бассейна вдоль Донбасса не сохранились.

Отложения караганского возраста обычно охарактеризованы мономорфной фауной моллюсков, состоящей почти исключительно из представителей одного вида спаниодонтелл (*Spaniodontella pulchella* Bailey). Лишь изредка, по данным В. И. Подгородниченко и Л. В. Донской, совместно со *Spaniodontella pulchella* встречаются *Mohrensternia barboti* Andrus., а в единичных случаях отмечены фолადы, корбулы, гидробии.

Фолადы встречены всего в двух пунктах: на миоценовой гряде в Приманычье, у кургана Шарет, где Ф. П. Пантелеев обнаружил *Spaniodontella pulchella* Bailey и *Pholas* sp., и в юго-восточной части северного крыла Азово-Кубанской впадины. У станицы Песчанокпской, в скв. К-28, по данным С. П. Онопа, на глубине 322—391 м в глинистых песках встречены *Spaniodontella pulchella* Bailey и *Barnea ustjurtensis* Eichw. В то же время в вышележащих конкских слоях фолადы распространены широко.

Таким образом, разрезы описываемой территории не дают оснований для отторжения фоладовых слоев от конкского горизонта и присоединения их к караганскому, как это делают некоторые исследователи. Однако на соседней территории Западного Предкавказья в верхах карагана, по данным В. Н. Буряка (1965), содержится большое

количество раковин барней совместно с типичными караганскими моллюсками. В связи с изложенным, слои с барнеями следует рассматривать как фацию, свойственную и конкскому, и караганскому горизонтам.

К северу от Приманычья морские отложения караганского горизонта сменяются чередованием континентальных с морскими, которые так же, как и описанные верхнецаганхакские (чокракского возраста), входят в состав яшкульской свиты.

Конкский горизонт. Прослеживается примерно на той же площади, что и караганский. На дневную поверхность образования конкского возраста выходят вдоль правобережья Дона, где они распространены несколько севернее караганских образований, а также на миоценовой гряде Приманычья. По происхождению — это мелководноморские глинистые, песчано-глинистые и песчаные накопления с прослоями мергелей, общей мощностью до 70 м. Глины темноцветные, часто черные, коричневатые, но встречаются и более светлые, зеленовато-голубоватые. Пески мелкозернистые, различных оттенков серой окраски, кварцевые, слюдяные, иногда глинистые. В целом, по литологическому облику, конкские отложения близки к караганским, но более опесчанены.

Распределение литологических типов пород по площади отображено на рис. 63. Обращает на себя внимание субдолготная полоса, проходящая через Каменнобалковское поднятие и Сальский вал, в пределах которой конкские отложения отсутствуют и нижний сармат трансгрессивно залегают на караганских образованиях. На основании этого Г. Н. Родзянко считает, что здесь в конкское время существовало отчетливо выраженное близмеридиональное палеоподнятия (Чепракское). Вдоль миоценовой гряды Приманычья прослеживается древняя береговая линия конкского бассейна, обозначенная глинами, которые переслаиваются с разнозернистыми песками, содержащими гравий и гальку. На северном крыле Азово-Кубанской впадины, вдоль окраины Донбасса, конкские песчано-глинистые отложения сменяются береговыми грубозернистыми и мелкозернистыми, местами косослоистыми песками с гравием и галькой, а также с прослоями глин, песчаников и конгломератов. Среди этих отложений в бассейнах рек Тузлова, Крепкой, Большого Несветая и Сухого Несветая В. В. Богачевым и М. С. Зиновьевым обнаружена фауна конкских моллюсков.

Интересные материалы по району к западу от бассейна р. Тузлова получены в 1957 г. Ю. В. Тесленко, который обосновал конкский возраст ископаемой флоры, найденной у с. Александровки, на р. Крынке, и считавшейся после исследований А. Н. Криштофовича сарматской. Он подтвердил данные В. В. Богачева о приуроченности флороносных отложений к эрозийному врезу и о перекрытии их нижнесарматскими глинами, а также обнаружил новое местонахождение аналогичной флоры по р. Крепкой, у с. Платово-Ивановки. В последнем пункте совместно с листопадной флорой находятся конкские (по определению М. С. Зиновьева) моллюски.

Согласно исследованиям Ю. В. Тесленко, флороносные отложения у с. Александровки (так же как у пос. Амвросиевки и вдоль р. Грузского Еланчика, находящихся несколько западнее на территории УССР) имеют линейное распространение и приурочены к древней гидрографической сети, выработанной в конкское время на досарматском континенте. Аллювиальная природа данных отложений подтверждается текстурными признаками и характером ихтиофауны, изученной В. В. Богачевым. Разрез скв. 2 у с. Екатериновки (описанный М. И. Шурловой в 1966 г.) подтверждает наличие погребенной долины:

и к западу от с. Александровки, по р. Сухому Еланчику. Все это позволяет выделить в данном районе устьевой участок конкской реки (см. рис. 63).

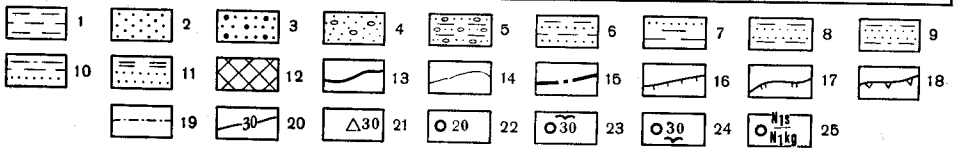
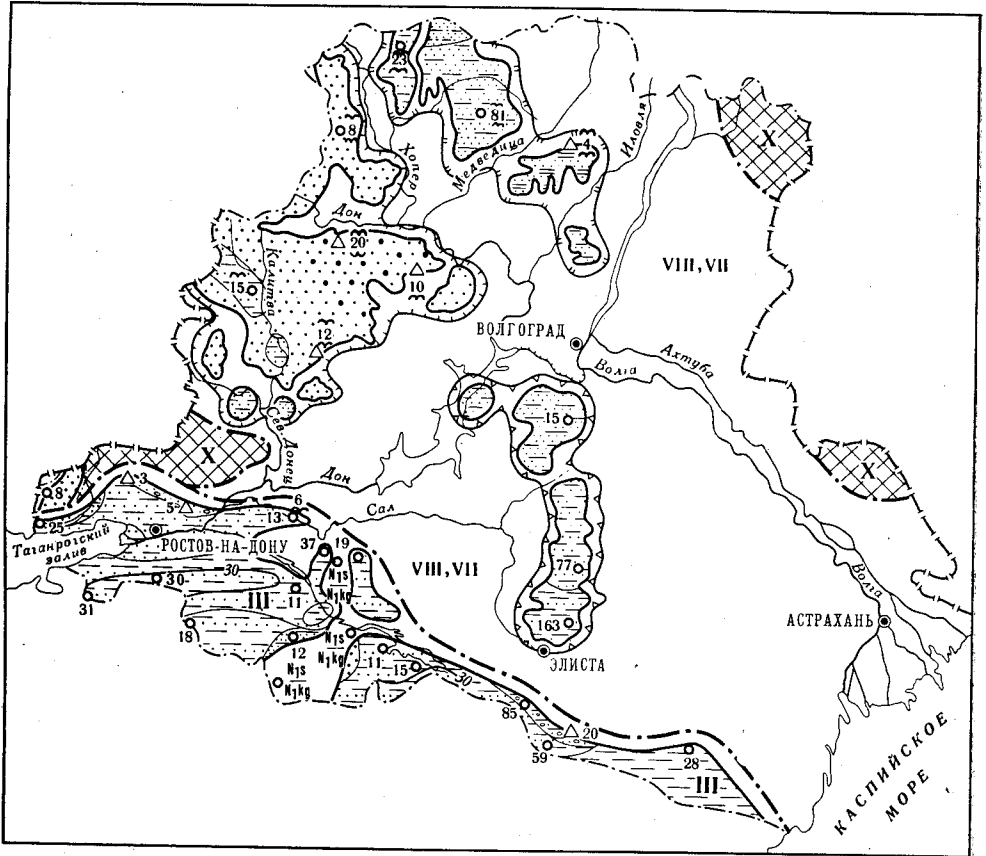


Рис. 63. Литолого-палеогеографическая карта конкского времени (составили Г. Н. Родзянко, Л. М. Сегаль, А. В. Зайцев)

Литологические комплексы: 1 — глины, 2 — пески с мелко- и среднезернистыми, 3 — пески мелко- и среднезернистые, 4 — пески с галькой, 5 — глины и пески, содержащие гальку, 6 — глины и пески, 7 — глины и пески с преобладанием глин, 8 — пески и глины с преобладанием песков, 9 — пески и алевриты с преобладанием песков, 10 — алевриты, глины и пески с преобладанием глин и алевритов, 11 — глины, 12 — состав пород неизвестен; границы: 13 — чет-вертичных и неогеновых размылов, 14 — распространения литологических комплексов, 15 — палеогеографических областей, 16 — полтавской свиты (миоцен нерасчлененный), 17 — иловлинско-гуровской свиты (миоцен нерасчлененный), 18 — яшкульской свиты (миоцен средний и верхний), 19 — устьевое участка реки; 20 — изопакиты; 21 — разрез по обнажению мощность полная (M); разрезы по скважинам: 22 — мощность полная (M); 23 — мощность неполная (M) вследствие отсутствия данных по верхней части; 24 — мощность неполная (M) вследствие отсутствия данных по нижней части; 25 — отсутствие отложений данного возраста. Палеогеографические области: III — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; VII — внутренние моря, заливы, озера с пониженной соленостью и пресные озера мелкие; VIII — прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем; X — равнины низменные

Отложения конкского возраста содержат своеобразный комплекс моллюсков. Н. И. Андрусов рассматривал его как переслаивание нескольких различных, но одновременных «фаунистических фаций»:

фоладовой, морской стеногалинной и смешанной (собственно конкской), характерной для слоев рек Конки, Бугловки и др. В собственно конкской он различал морские относительно стеногалинные и стеногалинные формы совместно с предсарматскими и сарматскими. Последние зародились в Конкском бассейне в результате понижения его солености. Однако сарматский биоценоз появился как тип фауны позже, в волинском веке, лишь после изоляции бассейна в условиях господства солоноватоводной обстановки. Благодаря этому сарматская фауна не содержит морских представителей (стеногалинных и относительно стеногалинных) средиземноморского типа, в то время как в конкском комплексе они широко развиты.

Наряду с изложенными взглядами Н. И. Андрусова, пользующимися наибольшим признанием, существуют представления Р. Л. Мерклина о подразделении конкского горизонта (снизу вверх) на фоладовые, сартаганские и веселянские (собственно конкские) слои, закономерно сменяющиеся в вертикальном разрезе. Однако Б. П. Жижченко (1964б) относит фоладовые слои к карагану, сартаганские рассматривает в качестве самостоятельного яруса (конкского) среднего миоцена, а собственно конкские (веселянские) слои включает в сармат. Согласно Б. П. Жижченко, стеногалинного типа формы веселянских слоев повсюду якобы являются переотложенными. В действительности же они в большинстве районов не окатаны и находятся *in situ*, что наблюдается и на описываемой территории.

Конкские отложения залегают на описываемой территории обычно между датированными образованиями караганского горизонта и нижнего сармата, отличаясь от тех и других своеобразной фауной моллюсков, имеющей ясный средиземноморский облик. Наиболее полно она представлена в известном Новочеркасском обнажении, открытом В. В. Богачевым (1911). Он описал здесь (сверху вниз) следующие слои, залегающие под нижнесарматскими черными глинами с *Syn-desmia reflexa* Eichw.:

- | | |
|--|-------|
| 1. Желтоватый песок с прослойками темных глин | 1,5 м |
| 2. Зеленоватая глина | 1,0 „ |
| 3. Крупнозернистый зеленый песок, с гнездами серого песка. Здесь найдены <i>Ervilia trigonula</i> Sok., <i>Modiola</i> aff. <i>incrassata</i> Orb., <i>Tapes vitalianus</i> Orb., <i>Donax dentiger</i> Eichw., <i>Cardium arcella</i> (Duj) Bog., <i>Cerithium rubiginosum</i> Eichw., <i>Cardium praeplicatum</i> Hilb., <i>Hydrobia</i> , <i>Phasianella</i> , <i>Sindesmya scythica</i> Sok., <i>Nassa nodosocostata</i> Hilb., <i>Corbula</i> , <i>Nassa</i> , <i>Turritella</i> , <i>Natica</i> и обломки ребер, вероятно, <i>Cetotherium</i> | 0,4 „ |
| 4. Мелкозернистый зеленый песок с прослойками и гнездами розового пористого мергеля. Здесь встречены <i>Cardium praeplicatum</i> Hilb., <i>C. vindobonense</i> Hilb., <i>Cardium</i> sp., <i>Tapes vitalianus</i> Orb., <i>T. secundus</i> Bog., <i>Donax dentiger</i> Eichw., <i>Ervilia trigonula</i> Sok., <i>Maetra basteroti</i> Mayer, <i>Corbula gibba</i> Ol., <i>Syndesmya scythica</i> Sok., <i>Cylichna</i> aff. <i>melipolitana</i> Sok., <i>Nassa nodosocostata</i> Hilb., <i>N. dujardini</i> Desh., <i>Cerithium rubiginosum</i> Eichw., <i>C. nodosoplicatum</i> M. Hörn., <i>C. procrenatum</i> Sacco, <i>Bittium scabrum</i> Ol., <i>Rissoa inflata</i> Andrus., <i>Hydrobia</i> sp., <i>Phasianella</i> (?) sp., <i>Natica holicina</i> Bross., <i>Neritina calisto</i> Bog., <i>Congerina sandbergeri</i> Andrus., <i>Modiola</i> aff. <i>incrassata</i> Orb., <i>Cardium platovi</i> Bog., <i>Turritella atamanica</i> Bog., <i>Aporrhais alatus</i> L. Кроме того, обнаружены в небольшом количестве <i>Spaniodontella</i> (?) sp., <i>Saxicava</i> cf. <i>dubiosa</i> Lmk., <i>Venus</i> aff. <i>konkensis</i> Sok., <i>Barnea ustjurtensis</i> Eichw., <i>Pholas bogatschovi</i> Ossip., <i>P. scrinium</i> Bog. <i>Solen</i> (?) sp., <i>Corbula michalskii</i> Sok., <i>Pecten flavus</i> Dub., <i>Trochus</i> (?) sp., <i>Clavatula</i> (?) sp., <i>Nassa schönii</i> Hörn. | 1,3 „ |
| 5. Белый песок с <i>Barnea sinzovi</i> Ossip., <i>B. pseudoustjurtensis</i> Bog., <i>B. raricostata</i> Sinz. | 1,7 „ |

Рассмотрение списка фауны описанного обнажения позволяет сделать вывод, что здесь находятся совместно виды сартаганского, веселянского и сарматского фаунистических комплексов вместе с бар-

неями. В целом новочеркасская фауна является веселянской, отличаясь, однако, от обычного ее состава тем, что содержание солоноватоводных форм сарматского облика несколько понижено по сравнению с количеством представителей средиземноморского типа.

В более южных районах эта особенность выражена четче. Здесь преобладает сообщество видов, где сарматские элементы отсутствуют или представлены невыразительно. Данное сообщество состоит из следующих видов: *Corbula michalskii* Sok., *C. gibba* Ol., *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Venus konkensis* Sok., *Abra alba scythica* (Sok.), *A. alba* Wood, *Spirialis konkensis* Zhizh., *Spirialis* sp., *Barnea kubanica* Zhizh., *B. ustjurtensis* Eichw., *B. ujraticamica* Andrus.

Второе сообщество, где количество сарматских видов увеличивается, содержит *Corbula gibba* Ol., *Cardium andrussovi* Sok., *Tapes secundus* Bog., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw., *E. trigonula* Sok., *Mactra konkensis* Sok., *Natica millepunctata* Lmk., *Nassa neutra* Koles., *Akburunella* sp., *Cylichna lajonkaireana* Bast., *Abra reflexa* Eichw., *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Spirialis konkensis* Zhizh., *Barnea ustjurtensis* Eichw., *Fholas sinzovi* Ossip. и др. Эти два фаунистических сообщества по простиранию переходят друг в друга. В разрезах некоторых скважин горизонты с фауной первого типа занимают более низкое положение относительно слоев с фауной второго типа. Общим для обоих сообществ является отсутствие полносоленых форм.

Фауна первого из указанных сообществ была известна давно. Так, Ф. П. Пантелеев (1947а) обнаружил ее на миоценовой гряде Приманычья, в обнажении в балке Ховча.

Подобная же фауна обнаружена, помимо упомянутых районов, во многих скважинах северного крыла Азово-Кубанской впадины, на Сало-Манычском междуречье, в зоне Манычских прогибов и в Западном Прикаспии.

На погружении северного крыла Азово-Кубанской впадины фауна этого типа (определенная Р. Л. Мерклиным) обнаружена Ю. А. Судариковым в разрезе скв. 22, расположенной в 6 км к северо-востоку от станицы Ново-Пашковской, у южной границы Ростовской области. Здесь вскрыты следующие слои (интервалы в метрах):

- 332,0—341,2. Глины зеленовато-серые с присыпками мелкозернистого песка, с *Abra reflexa* (Eichw.).
 341,2—402,0. Пески кварцевые, светло-серые, мелкозернистые, слюдястые, с прослоями глины темно-серой. В интервале 345,0—363,0 м встречены *Abra alba scythica* (Sok.), *Corbula gibba* Ol., *C. michalskii* Sok., *Barnea ustjurtensis* (Eichw.), *B. ujraticamica* (Andrus.), *Spaniodontella* sp., *Spiralis* sp.
 402,0—406,0. Глины зеленовато-серые.
 406,0—412,0. Пески кварцевые, с мелкими *Spaniodontella* sp.
 412,0—422,0. Переслаивающиеся пески и глины. В интервале 418,0—427,0 м *Spaniodontella pulchella* Baily., *Mohrensternia grandis* Andrus.

Ю. А. Судариков отнес породы интервала 332,0—402,0 м к нижнему сармату, а нижележащие слои — к караганскому горизонту, с чем нельзя согласиться.

Нижнему сармату отвечают только глины в интервале глубин 332,0—341,2 м с *Abra reflexa* (Eichw.). В интервале 341,2—406,0 м залегают конкские слои с фауной первого типа (т. е. без сарматских форм) и только с глубины 406,0 м появляются отложения караганского возраста.

В разрезе скв. 8, расположенной в восточной части Азово-Кубанской впадины, у с. Жеребково в составе конкских отложений содержатся оба фаунистических комплекса. Ю. А. Судариков здесь описал следующие слои (интервалы в метрах):

- 100,5—101,8. Глины темно-серые, карбонатные с *Abra reflexa* (Eichw.).
 101,8—110,2. Переслаивание глин темно-серых с зеленовато-серыми тонкозернистыми песками, содержащими обуглившиеся растительные остатки. В песках встречаются *Abra reflexa* (Eichw.), *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Corbula gibba* Cl.
 110,2—116,8. Пески кварцевые, с прослоями глины почти черного цвета, содержащие пирит и обуглившиеся растительные остатки. В интервале 106,0—111,0 м встречаются *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Corbula gibba* Ol., *Spirialis konkensis* Zhizh.

В описанной части разреза скв. 8 нижнесарматскими являются глины с интервала 100,5—101,8 м, а нижележащие слои относятся, как следует считать, к конкским.

Интересен также разрез скв. 224, расположенной на левобережье р. Западного Маныча, в 10 км к юго-западу от станицы Пролетарской. Согласно описанию В. С. Дручина и палеонтологическим определениям Л. В. Донской, здесь залегают следующие слои (сверху вниз; интервалы в метрах):

- 70,0—96,0. Пески серые мелкозернистые, местами разнозернистые, переслаивающиеся с темно-серой глиной, содержащей остатки *Cardium* ex gr. *gatuevi* Koles., *Tapes naviculatus* (R. Hörn.) Andrus., *T. vitalianus* Orb., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia dissida* Eichw., *N. trigonula* Sok., *Maetra eichwaldi* Lask., *Modiolus naviculoides* Koles.
 96,0—105,0. Глины темно-серые с прослоями песка, с *Corbula gibba* Ol., *Donax dentiger* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *Maetra konkensis* Sok., *Natica multipunctata* Lmk., *Nassa neutra* Koles., *Cylichna Lajonkairaana* Rast.
 105,0—130,0. Глины темно-серые, чередующиеся местами с песком. В кровле глин залегает прослой коричнево-серого известняка с многочисленными хорошо сохранившимися раковинами *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Corbula gibba* Ol., *Spirialis* sp. Несколько ниже в глинах обнаружены *Pholas* sp., *Corbulla gibba* Ol., *Spaniodontella sokolovi* Sinz., а в основании интервала *Ervilia* sp., *Spaniodontella sokolovi* Sinz., *Maetra* sp.

Ниже до глубины 190 м располагаются пески и глины предположительно караганского возраста, перекрывающие майкопские глины.

В последних двух разрезах выразительны оба фаунистических комплекса — и тот, в котором развиты формы сарматского типа (интервалы: 101,8—110,2 м и 96,0—105,0 м соответственно в скважинах 8 и 224), и тот, в котором они не встречаются (интервалы 110,2—116,8 м и 105,0—130,0 м в тех же скважинах).

Приведенные данные показывают, что представления Б. П. Жижченко, поддерживаемые В. И. Подгородниченко и Л. В. Донской, о возможности выделения среди конкских отложений стратиграфически самостоятельных сартаганских и веселянских слоев и о принадлежности последних к нижнему сармату на описываемой территории подтверждения не получили. Не подтвердились эти представления также и для Южной Украины (Г. И. Дидковский, Г. И. Молявко, 1965) и для Западного Предкавказья (В. Н. Буряк, 1965; А. К. Богданович, 1965).

Существующие материалы о морских образованиях чокракского, караганского и конкского возрастов свидетельствуют о широком их развитии на юге описываемой территории. Характерная для этих горизонтов фауна моллюсков указывает на существенные колебания солености вод среднемиоценовых морей, что связано с изменениями условий их сообщения с океаном и с опресняющим воздействием рек, впадающих в эти водоемы.

В фациальном отношении это грубые накопления береговой полосы и песчано-глинистые и глинистые отложения с прослоями карбонатов, образовавшиеся в обстановке неглубокого моря. Особенно отчетливо прослеживаются среднемиоценовые береговые линии вдоль южной окраины Донбасса и на юго-востоке территории — вдоль ергенин-

ского склона долины Маньчей. Возникновение этих береговых линий было связано, по-видимому, с первыми положительными подвижками вала Карпинского.

В целом рассматриваемые отложения накапливались в системе бассейнов Паратетиса и образуют северную, окраинную зону его обширной площади.

Континентально-морские аналоги чокракского, караганского и конкского горизонтов на рассматриваемой территории представлены яшкульской и иловлинско-гуровской свитами.

Яшкульская свита представлена песчано-глинистыми «немыми» накоплениями. Впервые они установлены в 1936 г. С. Т. Коротковым на восточном склоне Ергеней под названием проблематического неогена. Тогда же было показано, что эти отложения с размывом залегают на майкопских глинах и перекрываются песками ергенинской свиты. Ф. П. Пантелеев (1947а) сопоставил по литологическим признакам отложения проблематического неогена с онкофоровыми слоями Северных Ергеней.

В 1940 г. Г. Н. Родзянко (1947) описал новый разрез проблематического неогена в балке Кегульта Восточных Ергеней. Этот разрез оказался аналогичным разрезу верхнецаганхакских отложений Каменного бугра. Данное обстоятельство позволило Г. Н. Родзянко сопоставить отложения обоих разрезов между собой и отнести к образованиям, близким по возрасту к чокракским, поскольку слои Каменного бугра, как уже указывалось, охарактеризованы *Leda fragilis* Chern.

Правильность данного решения подтвердилась исследованиями последующих лет. Так, И. Г. Федотов в 1950 г. установил налегание караганских слоев на верхнецаганхакские. По его сборам в породах проблематического неогена Яшкульской впадины Е. Н. Ананова определила в 1962 г. споры и пыльцу чокракско-караганского возраста. В. П. Вениченко подтвердил в 1957 г. произведенное Г. Н. Родзянко сопоставление верхнецаганхакских слоев с отложениями проблематического неогена и объединил их под наименованием яшкульской свиты.

О. Г. Нуридзяни, П. М. Колесников и В. И. Ломов совместно с Б. П. Жижченко отнесли яшкульскую свиту к верхней части чокракского горизонта. Они же выявили широкое распространение этой свиты в пределах Восточных Ергеней и Приманычья и установили ряд новых особенностей ее залегания. Оказалось, что отложения яшкульской свиты, залегающие под покровом молодых образований, выполняют глубокие и широкие долинообразные понижения погребенного рельефа, выработанные в разновозрастных породах палеогена. Было показано также, что яшкульская свита имеет мощность до 300 м и сложена разнообразными глинами и песками, среди которых отмечаются грубозернистые пески с гравием. Фауна в этих отложениях не обнаружена.

Литологический облик рассматриваемых образований и приуроченность их к глубоким эрозионным врезам указывают на формирование осадков яшкульской свиты в мелководном ингрессивном морском бассейне, периодически менявшем свои очертания в результате усиленной тектонической подвижности района.

В возрастном отношении яшкульская свита может быть достаточно уверенно отнесена теперь к среднему миоцену, что доказывается обнаружением чокракско-караганских спор и пыльцы на востоке Ергеней, а также дополнительными находками чокракских моллюсков в Приманычье. К северу от Приманычья, где в кровле яшкульской свиты залегают ергенинские пески, верхние ее горизонты, возможно, относятся к позднему миоцену.

Изложенные сведения позволили отнести яшкульскую свиту к континентально-морским образованиям среднего миоцена, а в северных районах, возможно, и к сарматскому ярусу (Родзянко, 1965).

Помимо Приманычья и Восточных Ергеней, где отложения яшкульской свиты надежно установлены, они, вероятно, распространены и в других районах Ергеней, а также в Придонье (станция Раздорская), о чем свидетельствуют палинологические данные Е. Н. Анановой.

Иловлинско-гуровская свита. К северу от зоны развития яшкульской свиты, на правобережье Волги и на Волжско-Хоперском междуречье (см. рис. 63) распространены мелководные песчано-глинистые отложения мощностью до 120 м, трансгрессивно налегающие на глубоко размытые меловые и местами палеогеновые породы (Ф. П. Пантелеев, Б. К. Гарцуев, Я. Ш. Шафино и др.). Для указанных мелководных отложений характерно существенное преобладание песков с развитием грубозернистых диагональнослоистых разностей и присутствие различных глин, в том числе похожих на глины майкопской серии. Фауна в рассматриваемых отложениях не была известна и их отнесли к плиоценовой ергенинской свите, в кровле которой А. Н. Мазарович выделил гуровские глины.

В 1950 г. Ф. П. Пантелеев обнаружил в этих глинах на Иловлинско-Медведицком междуречье пелеципод, близких к *Abra reflexa* (Eichw.) и *Cardium* из подрода *Cerastoderma* (определения Б. П. Жижченко), а также чешую рыб ктеноидного типа и сарматскую (по А. С. Пересветову) листопадную флору: *Castanea ptavia* Ung., *Acer subcampestre* Goerr., *Gunlans scuminata* A. Вг., *Seguoia langsdorffii* (Вгоhg.), *Ulmus* sp. и др. По мнению Б. П. Жижченко, *Castanea ptavia* ближе по возрасту к среднему и даже нижнему миоцену, а ктеноидные рыбы не известны ни в верхнем, ни в среднем миоцене Северного Кавказа. Поэтому он пришел к выводу, что указанная моллюсковая фауна ближе всего стоит к нижнемиоценовому или даже вернее к олигоценному возрасту. Эта характеристика отвечала также представлениям Ф. П. Пантелеева, который, придавая особое значение литологическому сходству гуровских глин с майкопскими, отнес рассматриваемые отложения к верхнему олигоцену — нижнему миоцену. Однако среди названных представителей флоры и фауны содержится слишком много миоценовых и в том числе сарматских элементов. В частности, сарматские и среднемиоценовые спорово-пыльцевые спектры в аналогичных отложениях бассейна р. Хопра установлены Е. Н. Анановой и среднемиоценовые — М. Н. Грищенко. Кроме этого, литологический состав, а также глубокий размыв подстилающих отложений и трансгрессивное налегание иловлинско-гуровской толщи свидетельствуют о том, что формирование рассматриваемых отложений так же, как и яшкульских, протекало в континентально-морской обстановке и было связано с усилением колебательных движений. Последние широко проявились в миоцене на площади Волгоградского Правобережья, которое вместе с Восточными Ергенями составляло в течение этой эпохи единую субмеридиональную подвижную зону. В связи с изложенным вполне естественно признать, что описываемые отложения близки по возрасту к яшкульской свите, тем более что состав органических остатков обеих толщ подтверждает этот вывод.

Все это послужило основанием для того, чтобы выделить разнозернистые пески и глины Волжско-Хоперского междуречья в иловлинско-гуровскую свиту и сопоставить ее с миоценом, преимущественно с его средним и верхним подотделами (Родзянко, 1965). Это было подтверждено в дальнейшем Ю. И. Иосифовой и Р. В. Красенковым обнаружившим в иловлинско-гуровской свите конкско-сарматскую конхилиофауну.

Обнаружилось также, что ее минеральная ассоциация (определенная А. А. Незамаевой) резко отличается от майкопской и сходна с сарматской и что гуровские глины в литологическом отношении родственны не майкопским глинам, а прежде всего глинам яшкульской свиты. Особенно разительно сходство шоколадно-коричневых глин с тонкими прослоями ярко-желтого порошкообразного ярозита, которые в качестве маркирующего горизонта прослеживаются на Каменном Бугре в долине Манычей, в балке Когульта на восточном склоне Ергеней и в балке Дьяковой на Иловлинско-Медведицком междуречье.

Минеральный состав иловлинско-гуровской свиты, как и сарматских отложений, характеризуется высоким (13—43%) содержанием дистен-силлиманит-ставролитовой ассоциации при отсутствии минералов группы эпидота. Для майкопской серии района г. Волгограда, согласно И. А. Шамраю (1964), характерно обратное соотношение.

Верхний миоцен

Сарматский ярус

Отложения яруса представлены всеми тремя его горизонтами и широко распространены на юге описываемой территории. Они выходят на дневную поверхность вдоль северного побережья Таганрогского залива, на правобережье Дона, на Сало-Манычском междуречье, в зоне Каменнобалковского поднятия и на миоценовой гряде Приманычья. В депрессиях — в Прикаспийской (позднеальпийской) впадине, в осевой части зоны Манычских прогибов и на погружении северного крыла Азово-Кубанской впадины, сарматские отложения вскрыты многочисленными скважинами.

Сравнительно недавно сарматские образования были выявлены Г. Н. Родзянко (1959а) в депрессии Центральных Ергеней (Зимовниковская синклиналь) и Я. С. Эвентовым (1959) севернее вала Карпинского и Низкой степи. Это позволяет считать, что сарматский бассейн покрывал весь массив Ергеней и всю восточную часть вала Карпинского, расположенную в Прикаспии.

Верхнемиоценовая трансгрессия была шире тортонской. Вследствие этого сарматские отложения перекрывают образования караганского и конкского горизонтов, а севернее границы развития последних с размывом налегают на породы нижнего миоцена, палеогена и даже мела и карбона. Преобладают отложения нижнего и среднего сармата. Верхнесарматские отложения прослеживаются на меньшей площади ввиду их последующего размыва и некоторого сокращения бассейна в последний этап его существования.

Нижнесарматский горизонт представлен главным образом темно-серыми и черными глинами мощностью до 60—80 м с прослоями тонкозернистых песков. Во многих случаях среди глин наблюдаются прослойки светло-серых мергелей и известняков. В зоне Сальского и Каменнобалковского поднятий в нижнесарматское время накапливались более мелководные отложения (главным образом пески, известняки), чем на соседних площадях.

Нижнесарматские слои содержат следующий характерный солоноватоводный комплекс моллюсков (в котором полностью отсутствуют представители средиземноморского типа): *Modiolus sarmaticus* G at., *Abra reflexa* (Eichw.), *Eroilia trigonula* Sok., *E. dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* L a s k., *Tapes aksajicus* B og., *Cardium lithopodolicum*

Dub., *C. praeplicatum* Hilb., *C. gatuevi* Koles., *Trochus angulatus* Eichw., *Bulla lajonkaireana* (Bast.) и др.

В нижней части разреза обычно преобладают, по данным В. И. Подгородниченко и Л. В. Донской, синдесмии, затем появляются многочисленные эрвиллии, а выше по разрезу чаще всего встречаются представители родов *Maetra* и *Cardium*.

На правобережье Дона между балкой Большой Лог (расположенной вблизи г. Новочеркаска, к западу от него) и долиной Северского Донца развита толща косослоистых песков с окремневшей древесиной. Эта толща имеет мощность до 25 м и залегает обычно на породах палеогена, а местами (на западе) на нижнем сармате. Вдоль балки Большой Лог она прислоняется к морским отложениям среднего и верхнего сармата, как это показано В. В. Богачевым. В кровле песков залегают понтические известняки и лишь в двух пунктах (в станицах Мелиховской и Раздорской) — мэотические. Описываемая песчаная толща замещает на правобережье Дона нормально морские сарматские отложения и, за исключением двух названных пунктов, отложения мэотического возраста. Раньше было принято сопоставлять эту толщу с полтавской свитой олигоцен-миоценового возраста. В 40-х годах И. А. Шамрай усомнился, исходя из минералогических данных, в справедливости такого сопоставления и отнес данную толщу к дельтовым образованиям сармата. В дальнейшем к этой точке зрения присоединились В. Н. Зубцовский, Д. Ф. Власов и др.

В. В. Богачев считал рассматриваемые пески речными отложениями мэотического возраста. По его данным, в них встречаются изредка кости судака и сома, а в Новочеркасском обнажении — окремненная древесина и зубы хоботных *Mastodon borsoni* Haуs и *M. cf. tapiroides* Сu v. (определения В. А. Хоменко). В Яновском карьере под Новочеркасском В. В. Богачев обнаружил *Congeria*, *Neritina*, а также кости *Mastodon borsoni* Haуs и крупной антилопы, близкой к *Palaeoryx*.

Приведенные данные позволяют считать, что верхние горизонты песчаной толщи, залегающие под понтическими известняками, действительно представляют собой, как думал В. В. Богачев, речные отложения мэотиса. Принадлежность более низких горизонтов песков к сармату (по-видимому, ко всем трем его горизонтам) также достаточно обоснована. Это доказывается наличием прослоев сарматских известняков в толще песков и минералогическими особенностями последних.

На северо-востоке, в районе г. Морозовска, в горизонте глин, относящемся к рассматриваемой толще (которую ранее считали полтавской), Е. П. Лазаревой (1956) обнаружен комплекс фораминифер бесспорно сарматского возраста: *Elphidium regina* (Oгb.), *E. macellum* (Ficht. et Moll.), *E. macellum* (Ficht. et Moll.), var. *tumidacamerialis* Bogd., *E. macellum* (Ficht. et Moll.) var. *maeotica* Gerke.

Далее к востоку по правобережью р. Дона, в районе Цимлянского водохранилища развиты косослоистые пески в общем того же облика, что и к западу от р. Северского Донца. В верхней части разреза они сменяются горизонтальнослоистыми разностями и постепенно переходят в фаунистически датированные пески среднего сармата. Наличие такого перехода наряду с минералогическими данными позволило М. В. Ускову и В. И. Воинову отнести эти (аллювиальные, по мнению М. В. Ускова) пески к отложениям нижнего сармата.

В итоге можно сделать вывод, что в описанной полосе правобережья р. Дона в сармате и мэотисе была низменная равнина, возможно дельтовая, местами периодически затоплявшаяся морем.

необходимо проследивать погребенные долины, изучать вещественный состав и закономерности размещения продуктивных фаций огромной зоны аллювиальных накоплений, с которыми связаны строительные и другие пески, огнеупорные глины, титано-циркониевые россыпи.

Необходимость дальнейшего изучения стратиграфических соотношений и вещественного состава неогеновых образований диктуется еще и тем, что именно с ними связаны крупнейшие ресурсы качественных подземных вод, имеющих особенно большое значение в аридной обстановке описываемой территории.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Дона, Нижнего Поволжья, Прикаспийской низменности и Северо-Восточного Приазовья изучаются уже свыше 100 лет. Среди первых исследователей необходимо назвать Н. П. Барбот де Марни, Н. Я. Данилевского, И. Ф. Синцова, И. В. Мушкетова, Н. А. Соколова (1904), П. А. Православлева, А. В. Павлова, К. И. Лисицына и других геологов. В советское время эти отложения изучали А. Д. Архангельский, В. В. Богачев, А. А. Богданов, В. Г. Бондарчук, М. И. Брицына, Ю. З. Броцкий, Ю. М. Васильев, В. А. Вронский, В. Д. Галактионов, С. К. Горелов, Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, М. Н. Грищенко, В. И. Громов, З. П. Губонина, Ю. Ф. Деев, П. И. Дорофеев, М. М. Жуков, И. К. Иванова, Т. С. Кавеев, В. М. Каменский, М. В. Карандеева, С. Н. Коптелова, Д. И. Куликова, Н. А. Лебедева, К. И. Лисицын, С. В. Лютцау, Е. В. Милановский, Г. Ф. Мирчинк, Б. А. Можаровский, В. А. Морозов, А. И. Москвитин, К. Н. Негадаев-Никонов, П. А. Никитин, В. А. Николаев, Н. И. Николаев, Г. В. Обидиентова, А. Б. Островский, Г. И. Попов, П. А. Православлев, Н. Д. Праслов, Г. Н. Родзянко, Н. П. Терещенко, Л. С. Тюрина, П. В. Федоров, В. А. Хохловкина, А. А. Чигуряева, И. А. Шамрай, Е. В. Шанцер, А. С. Эвентов, А. Ф. Якушева, В. Л. Яхимович и другие, а также коллективы геологов и гидрогеологов Азово-Черноморского и Волго-Донского геологических управлений, Гидропроекта и Всесоюзного Гидрогеологического треста.

Четвертичная геология отдельных регионов освещается в работах М. М. Жукова (1935а, б, 1936), В. И. Громова (1948), Г. И. Попова (1947), Г. Н. Родзянко (1947), П. В. Федорова (1956), Ю. М. Васильева (1961), А. И. Москвитина (1962), Г. И. Горецкого (1966) и других авторов.

Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений и геологической истории Понто-Каспийского бассейна были выяснены Н. И. Андрусовым, П. А. Православлевым, А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, Л. А. Варданянцем и М. В. Муратовым. Дальнейшая детализация стратиграфических схем черноморских и каспийских отложений и их корреляция на рассматриваемой территории приводится в работах К. И. Лисицына (1932), М. М. Жукова (1936), Г. И. Горецкого (1953), П. В. Федорова (1952а, б, 1954, 1957, 1963) и Г. И. Попова (1955, 1961, 1962а, б).

Корреляционная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Нижнего Дона, Нижневолжского и Прикаспийского районов утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1964 г. и в сокращенном виде приводится в табл. 38. В данном очерке приняты следующие положения нижних границ основных подразделений четвертичной системы упомянутых районов:

а) для нижнечетвертичных отложений — основание чаудинских и бакинских осадков, красно-бурых суглинков и аллювиальных отложений;

В надпойменной террасы р. Дона;

Корреляционная региональная

| Единая схема | | Региональная схема для европейской части СССР (горизонты) | Прикаспийская низменность | Западный Маньч и Нижний Дон | |
|------------------------------|---------------------|---|-------------------------------|-----------------------------|-----------------|
| Система | Отложения | | Морские и солоноватоводные от | | |
| Четвертичная (антропогенная) | Современные | Современный | Современные | Современные | |
| | | | Новокаспийские | Древнечерноморские | |
| | Верхне-четвертичные | Осташковский | Верхнехвалынские | | |
| | | | | Молого-шекснинский | Нижнехвалынские |
| | | Калининский | Ательские | | |
| | | | | Микулинский | Гирканские |
| | Средне-четвертичные | Московский | Верхнехазарские | | |
| | | | | Одинцовский | Верхнехазарские |
| | | Днепровский | Нижнехазарские | | |
| | | | | Лихвинский | Нижнехазарские |
| | Нижне-четвертичные | Окский | Уруджикские | | |
| | | | | Беловежский (?) | Нижнебакинские |
| | | Беловежский (?) | Нижнебакинские | | |
| | | | | Беловежский (?) | Нижнебакинские |
| | Беловежский (?) | Нижнебакинские | Нижнебакинские | | |

Т а б л и ц а 38

стратиграфическая схема

| Северо-Восточное Приазовье | Нижнее Поволжье | Нижний и Средний Дон | |
|--|---|---------------------------|---|
| | | Долины | Водоразделы |
| ложения | | Континентальные отложения | |
| Современные | Аллювий поймы | Аллювий поймы | Современная почва |
| Древнечерноморские | | | |
|  | Аллювий I террасы | Аллювий I террасы | Лёссовидные суглинки |
| ? | | | Погребенная почва |
|  | Аллювий II террасы | Аллювий II террасы | Лёссовидные суглинки |
| Карангатские | | | Погребенная почва |
|  | Верхняя свита | Верхняя свита | Лёссовидные суглинки |
| Беглицкие (узунларские?) | | | Погребенная почва |
|  | Аллювий III террасы | Ледниковые отложения | Лёссовидные суглинки |
| Древнеэвксинские | | | Аллювий III террасы |
|  | Нижняя свита | Нижняя свита | Лёссовидные суглинки |
| ? | | | Аллювий III террасы |
| Чаудинские | Нижнекривичская соликамская и венедская | Аллювий IV и V (?) террас | Красно-бурые и другие суглинки и глины с погребенной почвой |
| | | | |

- б) для среднечетвертичных отложений — основание хазарских и древнеэвксинских осадков, лихвинских межледниковых образований и аллювиальных отложений III надпойменной террасы рек Дона и Волги;
- в) для верхнечетвертичных отложений — основание гирканских и карангатских осадков, микулинских межледниковых и аллювиальных отложений II надпойменной террасы рек Дона и Волги;
- г) для голоценовых отложений — основание новокаспийских и древнечерноморских осадков и аллювия высокой поймы.

Аллювиальные отложения II надпойменной террасы р. Волги в табл. 38 в отличие от схемы 1964 г. приравнены к гирканским, а не к нижнехвалынским слоям, так как последние вместе с ательскими отложениями перекрывают эти осадки. Помимо этого в них найдены каспийские моллюски гирканского типа.

Стратиграфия континентальных четвертичных отложений бассейнов рек Дона и Нижней Волги основывается главным образом на их соотношениях с морскими и солоноватоводными осадками. Сопоставление аллювиальных и ледниковых отложений в бассейне Нижнего и Среднего Дона может быть выполнено только для отдельных участков и горизонтов разреза. Такие исследования в бассейне р. Волги дали важные результаты, но не привели к определенному решению этого вопроса (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966).

Стратиграфия каспийских и черноморских отложений основывается на биостратиграфических данных, но корреляция их встретила известные затруднения. Отложения регрессивных фаз развития Черного моря скрыты в донных осадках, изучены только прибрежные осадки, отвечающие наивысшим уровням трансгрессий. Непосредственные соотношения черноморских и каспийских отложений можно наблюдать только в осадках Манычского пролива. Обоснование приведенной в табл. 38 корреляции черноморских, каспийских и континентальных отложений приводится в порайонном их описании.

МОРСКИЕ И СОЛОНАТОВОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные каспийские отложения наиболее полно представлены в Прикаспийской низменности, где известны осадки не только трансгрессивных фаз, но и континентальные, частично лагунные, отложения времени регрессий Каспийского бассейна в их нормальной стратиграфической последовательности. В Северо-Восточном Приазовье доступны для изучения только нижне- и среднечетвертичные отложения каспийского типа, так как верхнечетвертичные и частично голоценовые осадки погребены на дне Азовского моря.

Долина р. Западного Маныча и приустьевой части р. Дона представляет исключительные возможности для изучения непосредственных соотношений каспийских и черноморских отложений, а также для выяснения стратиграфии последних. Здесь так же, как и в Северном Прикаспии, наблюдается полная последовательность морских и солоноватоводных осадков. В отличие от последней области каспийские, как и черноморские, отложения выполняют здесь долинные врезы и слагают вложенные террасы периодически действовавшего Манычского пролива и Доно-Манычского залива Черноморского бассейна. Перерывы в образовании осадков выражены более отчетливо. При этом представлены не только прибрежные осадки трансгрессивных фаз, как на азово-черноморских побережьях, но и относительно более глубоководные сублиторальные отложения. Хорошо выражены также лиманные, озерные и другие осадки эпох регрессий Каспийского и Черного морей.

Для обзора стратиграфии морских и солоноватоводных отложений выделены следующие районы: Прикаспийская низменность, долины р. Западного Маныча и приустьевой части р. Дона и Северо-Восточное Приазовье.

Прикаспийская низменность

Основы стратиграфии каспийских четвертичных отложений были заложены П. А. Православлевым, первоначально различавшим вслед за И. В. Мушкетовым две четвертичные трансгрессии Каспия, но затем выделившим три яруса каспийских отложений — бакинский, нижекаспийский и верхнекаспийский. Последние названия были заменены наименованиями, предложенными Н. И. Андрусовым, — хазарский и хвалынский ярусы. Кроме того, был выделен каспийский ярус — послехвалыньские осадки с *Cardium edule* L. (Православлев, 1908а, б, 1913). В более поздних работах континентальные отложения в верхней части хазарского яруса различаются как ательский ярус, а послехвалыньские отложения подразделены на кемрудские, джорджанские и саринские слои (Православлев, 1918, 1926, 1930). В одной из последних работ П. А. Православлева (1934) четвертичные отложения Северного Прикаспия подразделяются на бакинский, сингильский (с астраханскими слоями), козожский, хазарский (с ательскими слоями) и хвалынский ярусы, кемрудскую, джорджанскую и саринскую свиты. Некоторые из этих подразделений содержат только континентальные отложения (сингильский ярус), другие — только морские осадки (бакинский и хвалынский ярусы).

Новый этап в изучении четвертичных отложений Северного Прикаспия начинается исследованиями М. М. Жукова (1935б, 1936, 1945), установившего цикличность в седиментации этих осадков и тем самым придавшего стратиграфической схеме П. А. Православлева палеогеографическое содержание.

Во временной стратиграфической схеме четвертичных отложений Северного Прикаспия (Николаев, Броцкий, Зубкович, 1953), в которой учтены очень важные результаты последующих исследований П. В. Федорова (1952а, б), М. В. Карандеевой (1952б) и других геологов, бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы подразделены каждый на два горизонта (нижний и верхний). Помимо этого в основании хазарского яруса выделен урунджикский горизонт. Сингильские, астраханские и ательские слои рассматриваются в этой схеме как фациальные комплексы.

Последняя стратиграфическая схема (1964 г.) в отличие от предыдущей содержит в основании верхнечетвертичных отложений ательские континентальные и подстилающие их гирканские морские слои, выделенные по данным исследований Г. И. Горецкого (1953) и Г. И. Попова (1955, 1962а, б). Урунджикские слои отнесены в ней к нижнему плейстоцену. Для всех стратиграфических подразделений применены термины свободного пользования.

Нижнечетвертичные отложения Прикаспийской низменности подразделяются на нижебакинские, верхнебакинские и урунджикские слои.

Нижебакинские слои сложены очень характерными темно-серыми, реже буровато- и зеленовато-серыми и другими тонкослоистыми глинами с прослойками и присыпками алевроитов, мелко- и тонкозернистых песков. Изредка встречаются более мощные их прослои и линзы (до 30 м), а также прослойки песчаников.

В глинах широко распространена однообразная, бедная по видовому составу, фауна солоноватоводных моллюсков, содержащая *Didacna catillus* (Eichw.), *D. parvula* Nal., *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dr. caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Monodacna caspia* Eichw. и обычные каспийские гастроподы *. На юго-западе Прикаспийской низменности к ним присоединяются *Didacna catillus transcaucasicus* Newess. (с. Зельма). Очень редко встречается *Didacna* aff. *subpyramidata* Práv. На севере, у г. Волгограда, вблизи береговой линии бассейна, нижебакинские глины содержат только лиманно-каспийские *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *A. laeviuscula* Eichw. и *Caspia* sp. **

Верхняя часть отложений состоит из пылеватых карбонатных темноцветных глин, суглинков и супесей, часто неслоистых или неясно-слоистых (10—25 м). В них встречены *Unio* sp., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Viviparus fasciatus* (Müll.) и другие пресноводные моллюски, а также растительные остатки, на юге вместе с лиманно-каспийскими адакнами и гастроподами. Это отложения лагун, лиманов и озер, возникших вслед за отступавшим морем. Среди этих осадков у с. Енотаевки и пос. Чаган Аман обнаружены темносерые мелко- и тонкозернистые пески (до 30 м) с *Viviparus fasciatus* (Müll.) и *Unio tumidus* Phil., которые Г. И. Горецкий (1966) сопоставляет с соликамской аллювиальной свитой древней Волги.

Береговая линия раннебакинского бассейна проходит несколько севернее г. Волгограда, восточнее долины р. Сарпы, а южнее совхоза Приозерного достигает подножия Ергеней. При общем падении к югу нижебакинские отложения заметно приподняты на солянокупольных структурах и местами здесь размывы, в частности на Бузгинском и Каменнаярском поднятиях. Мощность отложений увеличивается к югу от 15—20 м у г. Волгограда до 75—80 м у с. Нижне-Лебяжьего и 105 м у станции Линейная.

Верхнебакинские слои прослеживаются вдоль восточного склона Ергеней, где они представлены прибрежными осадками. Впервые эти отложения были обнаружены в основании склона Северных Ергеней в шурфах у устья балки Солянка, где содержат *Didacna rudis vulgaris* Nal., *D. parvula* Nal. и *D. aff. catillus* (Eichw.) (Жуков, 1945; Горецкий, 1966). Верхнебакинские пески (3,5 м) с *Didacna carditoides* Andrus. вскрыты скважинами между балками Хор-Зухе и Шарын-Сала вблизи с. Ярта Первая (Южные Ергени) также на довольно высоком гипсометрическом уровне (на уровне моря).

Еще южнее, в 25—30 км западнее и северо-западнее совхоза Черноземельского (Улан-Хеечи), скважинами вскрыты зеленовато- и голубовато-серые тонко- и мелкозернистые пески (2,5—10 м) с базальным галечником, в удалении от берега замещающиеся супесями и глинами и залегающие на апшеронских осадках. Галечники, пески и глины содержат *Didacna rudis* Nal., f. typ., *D. carditoides* Andrus., *D. ex gr. naliivkini* Wass., *D. pallasi* Práv. и обычные каспийские монодакны, адакны, дрейссенны и гастроподы. Кверху они переходят в озерные или лагунные глины (до 13 м) с пресноводными и лиманно-каспийскими моллюсками.

* Здесь, как и всюду в тексте данного раздела, приводятся в порядке частоты встречаемости.

** Эти и другие виды монодакн, адакн, каспийских гастропод, а также дрейссен способны переносить очень сильное опреснение, свойственное лиманам Понто-Каспия.

Верхнебакинская трансгрессия превосходила по своим размерам нижнебакинскую, как это установлено и на других побережьях Каспийского моря (Федоров, 1952а).

Урунджикские слои представлены серыми мелко- и тонкозернистыми песками, в основании нередко с гальками и гравием. Для них характерны *Didacna eulachia* Fed., *D. lindleyi* Fed., *D. adacnoides* Neve ss., *D. karelini* Fed. и *D. symmetrica* sp. nov., помимо которых встречены *D. dilatata* (P r a v.), *D. pallasi* P r a v., *D. naliokini* W a s s., *D. rudis* N a l. subsp., преобладают *Dreissena pontocaspia* A n d r u s. и другие каспийские дрейссены, монодакны и адакны. Мощность морских отложений не превышает 15 м. Верхняя, регрессивная (озерно-лагунная), серия сложена темно-серыми и коричневато-серыми глинами (3—10 м) с редкими линзами песков и супесей, пресноводными и лиманно-каспийскими моллюсками.

Урунджикские слои вскрыты скважинами на восточном склоне Южных Ергеней (балка Шупта) и у основания этого склона на протяжении около 40 км в районе пос. Адык (Южный). В Прикаспийской низменности они известны только по отдельным скважинам южнее широты г. Астрахани. Урунджикские, как и верхнебакинские отложения, сильно размыты раннехазарской трансгрессией.

В районе г. Волгограда урунджикский или позднебакинский возраст имеет выделенная Г. И. Горецким (1966) нижнекривичская аллювиальная свита. Она сложена серыми разнозернистыми песками (до 25 м) с базальным галечником и гравием.

Среднечетвертичные отложения в Северном Прикаспии выделяются как хазарские осадки. П. А. Православлев (1932б, 1934) различал в них два морских горизонта (косожский и хазарский), разделенные пресноводными отложениями. Позже О. В. Дашевская (1940) выделила отложения с хазарской фауной моллюсков промежуточные между бакинским ярусом и слоями с *Didacna surachanica* Апшеронского полуострова. Они были названы гюргянскими (Хаин, 1950) и нижнехазарскими слоями (Федоров, 1952б) в отличие от верхнехазарских слоев с *D. surachanica*. Эти отложения соответствуют нижнему (косожскому) горизонту схемы П. А. Православлева.

Морские верхнехазарские слои с характерными для них *Didacna surachanica* (A n d r u s.) и *D. subovalis* P r a v. на описываемой территории обнаружены только скважинами (Попов и др., 1964) и нигде, кроме с. Ленино, не обнажаются на Нижней Волге. В связи с этим можно предпологать, что к верхнему (хазарскому) горизонту П. А. Православлевым были отнесены гирканские слои. Последние, как и хазарские отложения схемы П. А. Православлева, тесно связаны с покрывающими их ательскими осадками.

По предложению П. В. Федорова (1952б) хазарские отложения в стратиграфических схемах 1953 и 1964 г. подразделяются на нижнехазарские (гюргянские) и верхнехазарские слои.

Нижнехазарские слои представлены морскими, дельтовыми, аллювиальными и другими континентальными образованиями.

Морские (солонатоводные) отложения повсеместно распространены между Ергенями, р. Волгой и побережьем Каспийского моря, к югу от линии, проходящей несколько севернее совхоза им. Чапаева (Ханата), с. Черного Яра и оз. Баскунчак. Раннехазарский лиман достигал по долине р. Волги пос. Быково. Морские осадки сложены серыми, реже темно-серыми, зеленовато-серыми и другими мелко- и тонкозернистыми песками, в основании часто разнозернистыми с гальками и гравием. Между с. Ветлянкой и устьем р. Волги, а также западнее, к подножию Южных Ергеней, пески в верхней их части замещаются

темно-серыми глинами и суглинками, что объясняется углублением бассейна и развитием трансгрессии.

Верхняя часть морских отложений обнажается по правому берегу р. Волги у сел Ветлянки, Бурунного (Цаган Аман) и Копановки, где содержит главным образом в прослоях песков *Didacna pallasi* P г а в., *D. subcrassa* P г а в., *D. subpyramidata* P г а в., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. adacnoides* Nevess., *D. ex gr. crassa* Eichw., *Monodacna caspia* (Eichw.), *Adacna* sp. pl., каспийские гастроподы *Corbicula fluminalis* (Müll.) и *Dreissena polymorpha* (P all.) без каких-либо других пресноводных видов. В глинах и песках, вскрытых скважинами ниже уровня р. Волги, в отдельных прослоях встречены также и пресноводные моллюски — *Viviparus fasciatus* (Müll.), *Unio* sp. и др., указывающие на осцилляции береговой линии бассейна.

Выше по р. Волге, у с. Никольского, в аналогичных песчано-глинистых отложениях «косожской» свиты П. А. Православлевым был обнаружен зуб *Palaeoloxodon antiquus meridionaloides*, описанный В. И. Громовой, и кость *Dicerorhinus mercki*. По А. И. Москвитину (1962), изучавшему геологические условия этих находок, они принадлежат основанию нижнехазарских отложений, на размытой поверхности которых залегают верхнехазарские аллювиальные осадки. Косожская свита, выделенная П. А. Православлевым (1932б, 1934) в основании хазарских отложений, принадлежит начальной фазе хазарской трансгрессии (Жуков, 1945) и приравнивается к нижнехазарским слоям (Васильев, 1961; Васильев, Федоров, 1965). Раннехазарский возраст глин с остатками млекопитающих подтверждается также и данными бурения в с. Никольское. На глубине около 10 м ниже уровня реки они подстилаются, как и ниже по р. Волге, темно-серыми мелкозернистыми песками (19 м). Эти глины и пески в обнажениях и скважинах у с. Ветлянки содержат нижнехазарские моллюски. Глубже залегают нижнебакинские глины.

В приергенинском участке, у западного побережья моря, среди дидакн преобладают *Didacna pallasi* P г а в., *D. naliokini* Wass., *D. subpyramidata* P г а в. и *D. paleotrigonoides* Fed. (определения Г. И. Попова, 1951—1953 гг.). Г. И. Горецкий опубликовал эти материалы в 1966 г. без имевшихся в них указаний на близость (cf.) или родственность (aff.) форм к ранее известным видам. Позже эти данные были значительно уточнены и дополнены (Попов, 1955 и др.).

Восточнее, между Ергенями и Волгой и в юго-западной части Прикаспийской низменности тригоноидные формы вследствие повышения солености бассейна замещаются дидакнами, принадлежащими к группам *Didacna crassa*, *D. naliokini* Wass., *D. ex gr. crassa* Eichw. и др. и *D. catillus* — *D. dilatata* (P г а в.), *D. ex gr. catillus* (Eichw.). Остальные нижнехазарские дидакны — *D. subcrassa* P г а в., *D. subartemiana* P г а в., *D. aff. baericrassa* P a v l., *D. ex gr. emendata* sp. повстречаются редко.

Нижнехазарские отложения в ряде мест, особенно у подножия Ергеней, содержат переотложенные акчагыльские и апшеронские раковины. Пресноводные моллюски в этих отложениях частично занесены с берегов, но главным образом переотложены при перемыве ранее образовавшихся лагунных, лиманных, аллювиальных и дельтовых осадков в условиях неоднократных изменений береговых линий, положения устья р. Волги и других рек, а также очертаний площадей опресненных предустьевых пространств. Поэтому для нижнехазарских, как, впрочем, и для других отложений, нельзя строить конхилиологические спектры (Горецкий, 1966) и по процентному содержанию в них пресноводных раковин делать палеогеографические выводы. Неустойчивость

режима раннехазарского бассейна проявляется также и в частой смене в разрезах солонатоводных и «опресненных» ассоциаций остракод и в появлении «смешанных» комплексов.

Мощность отложений в удалении от берегов бассейна составляет 20—40 м, уменьшаясь иногда до полного выклинивания в сводах тектонических структур (Черный Яр, Бузги и др.). Раннехазарская трансгрессия по своим размерам превосходила позднебакинскую. Ее береговая линия на восточном склоне Ергеней проходит на высоте 15—20 м над уровнем моря.

Аллювиально-дельтовые, частично лиманные, отложения этого времени слагают нижнюю свиту широкой (свыше 60—70 км) III надпой-

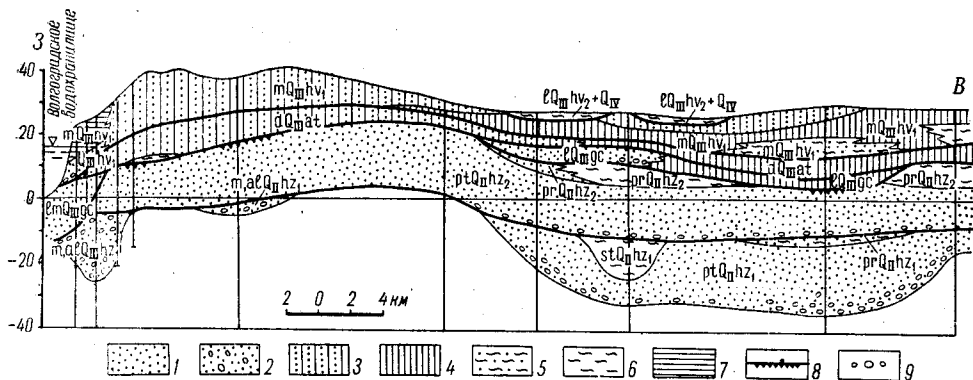


Рис. 67. Геологический профиль Камышинского Заволжья у с. Кислово (по Д. И. Куликовой)

1 — пески; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — супеси; 4 — суглинки; 5 — глины песчаные; 6 — глины; 7 — шоколадные глины; 8 — погребенные почвы; 9 — гравий и галька. Фац ии: m — морская; lm — лиманная; m, al — морская и аллювиальная (дельтовая); l — озерная; al — аллювиальная (pr — пойменная и русловая; st — старичная; d — дельювиальная). Отложения: $Q_{III} hv_2 + Q_{IV}$ — голоценовые и верхнехвалынские; $Q_{III} hv_1$ — нижнехвалынские; $Q_{III} at$ — ательские; $Q_{III} gc$ — гирканские; $Q_{II} hz_2$ — верхнехазарские и $Q_{II} hz_1$ — нижнехазарские

менной террасы Камышинского Заволжья (Попов и Куликова, 1966). Преобладают серые, реже буровато-серые мелкозернистые пески (до 25 м), вверху глинистые, в базальной части разнозернистые с гравием и гальками (рис. 67). В верхней части этой свиты у устья балки Калиновой (вблизи пос. Быково) П. А. Православлевым (19086) были найдены дидакны нижнехазарского типа. Выше по р. Волге в ней встречаются только пресноводные моллюски, у с. Очкуровки вместе с лиманно-морскими *Ctessiniola* sp. (Жуков, 19356), живущими также и в приустьевых участках рек. Эти отложения сопоставляются с верхнекривичской аллювиальной свитой, выделенной Г. И. Горецким (1966) у г. Волгограда.

Между г. Волгоградом и с. Черный Яр нижнехазарские слои представлены также аллювиально-дельтовыми осадками. Нижняя их часть (до 30 м), залегающая ниже уровня р. Волги, по данным бурения скважин, сложена серыми мелкозернистыми в базальной части гравелистыми песками с растительными остатками и пресноводными моллюсками. В отдельных прослоях встречены *Didacna subpyramidata* P r a v., *Dreissena rostriformis* D e s h. и другие каспийские виды. Эти отложения на данном участке не были известны предыдущим исследователям, изучавшим естественные обнажения. Выше залегают обнажающиеся у уровня реки темные слоистые иловатые глины (до 12—14 м) с речными и озерно-болотными моллюсками и торфянистыми

прослоями, известные под названием сингильских слоев (пос. Светлый Яр, между селами Райгород и Ушаковка и у с. Черный Яр).

К югу от широты с. Черный Яр в кровле морских нижнехазарских отложений также прослеживается небольшая толща (до 12—15 м) серых, реже бурых, глин, суглинков и супесей с растительными остатками и лимнофильными моллюсками. В отличие от более северных районов в ней встречаются каспийские гастроподы, монодакны и адакны, очевидно, в связи с близостью побережий отступавшего моря.

Верхнехазарские слои распространены между дельтой р. Волги, Состинскими и Можарскими озерами и низовьем р. Кумы, где представлены серыми и светло-серыми тонко- и мелкозернистыми в основании часто гравелистыми песками, а также серыми слоистыми глинами. Они содержат *Didacna surachanica* Andrus., *D. naliokini* Wass., *D. subovalis* Prav., *D. cristata* (Vog.), *D. dilatata* (Prav.), *D. cf. ovatacrassa* Prav., *D. pallasii* Prav., а также обычные каспийские *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*, гастроподы и *Corbicula fluminalis* (Müll.) без каких-либо других пресноводных моллюсков. Морские отложения кверху переходят в озерно-лагунные темно-серые и зеленовато-серые неслоистые или неясно слоистые глины (5—10 м) с *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Corbicula fluminalis* (Müll.) и *Adacna plicata* Eichw. Общая мощность отложений 15—25 м.

По р. Волге позднехазарская трансгрессия достигала с. Ленино, где обнажаются зеленовато-серые супеси и песчаные глины (до 4 м) с *Didacna surachanica* Andrus., *D. aff. ovatacrassa* Prav., *D. cristata* (Vog.) и с обычными каспийскими моллюсками. Ниже по р. Волге, на бичевнике и отмели у с. Замьяны, имеются выходы зеленовато-серых глин с россыпями верхнехазарских и других раковин. Такие же россыпи наблюдаются у с. Сероглазинского. Верхнехазарские отложения на этом участке обнаружены скважинами.

Береговая линия позднехазарского бассейна проходит в 100—150 км от берега Каспийского моря по линии с. Ленино — совхоз им. Буденного — оз. Можарское на высоте 15—20 м ниже уровня моря. Позднехазарская трансгрессия не достигала Сарпинско-Ергенинского района, и определения конхилиофауны из четвертичных отложений этой территории, приведенные в табл. 49 работы Г. И. Горецкого (1966), принадлежат не верхнехазарским, а верхнебакинским, нижнехазарским и частично гирканским отложениям. Несмотря на свои сравнительно небольшие размеры, эта трансгрессия сообщалась по Манычскому проливу с Эвксинским бассейном.

Аллювиальные отложения этого возраста в Камышинском Заволжье слагают верхнюю аллювиальную свиту (20—30 м) III надпойменной террасы р. Волги (Попов, Куликова, 1966). Для ее русловой фации характерны буровато-серые и серые мелкозернистые пески, в основании (1—3 м) обычно разнозернистые с гравием и гальками. В верхней части (до 5—7 м) пески глинистые и содержат прослойки серых и темно-серых глин и суглинков (пойменная фация). Старичная фация развита слабо. Эти отложения залегают на нижнехазарских или непосредственно на апшеронских и палеогеновых осадках (см. рис. 67). В районе г. Волгограда они выделены под названием жигулевской свиты (Горецкий, 1966).

Между г. Красноармейском и с. Никольское русловые отложения позднехазарской Волги состоят из светло-серых и серых, часто желтоватых и буроватых, косослоистых песков, залегающих на размытой поверхности нижнехазарских («сингильских») глин и подстилающих их песков. В основании они переполнены пресноводными моллюсками (главным образом *Viviparus duboisianus*), гравием и гальками, вместе

с которыми встречаются кости млекопитающих и переотложенные нижнехазарские и реже апшеронские раковины (села Солодники, Каменный Яр, Черный Яр, Соленое Займище и Никольское). Пойменная и старичная фации — бурые и серые песчаные глины и суглинки (до 4—5 м) — развиты слабо.

Именно в этих верхнехазарских аллювиальных песках, в 3—3,5 км ниже с. Черный Яр, был найден череп *Mammuthus trogontherii* и кости *Equus caballus chosaricus*, *Bison priscus longicornis* и других представителей хазарского фаунистического комплекса. По детальному описанию В. И. Громова (1935), пески с этой фауной, а в базальной части с раковинами вивипарусов и кардиид залегают на размытой поверхности сингильских и косожских глин, подстилаемых косожскими песками. Местами над уровнем реки появляются залегающие глубже бакинские морские глины.

Кардииды в этих песках несомненно переотложены, так как помимо нижнехазарских среди них встречаются и апшеронские виды, раковины тех и других часто окатаны и обломаны, и что самое главное, они экологически несовместимы с резко преобладающими в рассматриваемых осадках пресноводными видами. Неперемещенная нижнехазарская морская фауна (находящаяся *in situ*), не содержит пресноводных моллюсков (с. Ветлянка, с. Копановка и многие другие скважины). Переотложение нижнехазарских дидаки в аллювиальных «черноярских» песках ранее отмечалось П. В. Федоровым (1957).

По Н. И. Николаеву (1953), отложения с хазарской фауной млекопитающих отделены этапом размыва от нижнехазарских осадков и перекрываются верхнехазарскими слоями. Черноярские слои приравнены к верхнехазарскому горизонту. Последующие исследователи считали, что черноярские слои тесно связаны с ательскими и подстилаются верхнехазарскими отложениями (Федоров, 1956, 1957), рассматривали их в качестве фациального аналога последних (Федоров, 1954; Попов, 1955) и приравнивали к нижнехазарским (косожским) отложениям (Васильев, 1961; Горецкий, 1966) или только к нижней части этих осадков (Васильев и Федоров, 1961, 1965). По последней работе Ю. М. Васильева и П. В. Федорова (1965) черноярские пески в обнажении у с. Черный Яр «обнаруживают несомненную связь с нижнехазарским горизонтом (косожскими слоями П. А. Православлева)». В последних, как уже сообщалось выше, П. А. Православлевым обнаружена иная, косожская, фауна млекопитающих.

Данные бурения на южной окраине с. Черный Яр подтверждают последовательность отложений, выявленную В. И. Громовым, а также свидетельствуют о позднехазарском возрасте черноярских слоев. В пробуренной здесь скважине черноярские пески подстилаются сингильскими глинами (14 м). Глубже залегают нижнехазарские пески (11,5 м) и нижнебакинские глины. Кровля последних находится на глубине около 20 м ниже уровня реки. Выше по р. Волге, в своде Черноярской структуры, нижнехазарские пески выклиниваются, а сингильские глины переходят несогласно на нижнебакинские осадки.

Горизонт песков, обнаруженный скважиной в с. Черный Яр под сингильскими глинами, почти повсеместно распространен между пос. Светлый Яр и г. Астраханью, но вскрывается только скважинами (у сел и поселков Светлый Яр, Райгород, Ушаковка, Солодники, Вязовка, Пады, Черный Яр, Соленое Займище, Никольское, Ветлянка, Цаган Аман, Копановка, Федоровка, Косика и др.). Эти пески в ряде скважин содержат *Didacna subpyramidata* Grav., *D. paleotrigonoides* Fed. и другие нижнехазарские моллюски. Выше с. Каменный Яр они залегают с размывом главным образом на апшеронских отложениях, а ниже по

р. Волге — на нижнебакинских глинах с *Didacna catillus* Eichw. и *D. parvula* NaI. Глины, залегающие в кровле песков в обнажениях и скважинах ниже с. Никольского, содержат уже не пресноводную, как в с. Черный Яр и выше по р. Волге, а морскую нижнехазарскую фауну.

Верхний горизонт песков (черноярские слои), содержащий у с. Черный Яр остатки млекопитающих хазарского комплекса, по данным бурения многих скважин в перечисленных выше пунктах, а также в обнажениях, всюду залегают на размытой поверхности нижнехазарских (в том числе и сингильских) отложений. Ниже с. Ветлянки этот горизонт перекрывается гирканскими морскими отложениями. Между селами Копановкой и Ленино верхнехазарские аллювиальные отложения сменяются дельтовыми песчано-глинистыми осадками с преобладанием темных слоистых глин. Помимо пресноводных моллюсков в отдельных прослоях среди глин встречены лиманно-каспийские монодакны, адакны, дрейссены и гастроподы. Верхние слои дельты обнажаются в основании правого берега р. Волги у сел Енотаевки, Владимировки и Косики. Ниже по р. Волге от с. Ленино отложения этого горизонта, отделенные перерывами от покрывающих гирканских и подстилающих нижнехазарских осадков, содержат *Didacna surachanica*, *D. subovalis* и другие верхнехазарские моллюски.

Приведенные выше данные свидетельствуют о позднехазарском возрасте хазарского фаунистического комплекса в с. Черный Яр, занимающего более высокое стратиграфическое положение, чем косоожская (нижнехазарская) фауна млекопитающих.

Верхнечетвертичные отложения Северного Прикаспия подразделяются на гирканские, нижнехвалынские и верхнехвалынские морские слои и ательскую континентальную свиту. Подразделение хвалынских отложений на два горизонта было предложено П. В. Федоровым (1946а, б). К верхнехвалынскому горизонту в Прикаспийской низменности были отнесены отложения послехвалынской трансгрессии, выделявшейся под названием кемрудской (Православлев, 1926), урдинской (Ковда, Лебедев, 1933) и топилинской (Герасимов, Доскач, 1937). Позднечетвертичный возраст гирканских слоев, тесно связанных с покрывающими их ательскими осадками, обосновывается находками в последних остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса и одновозрастностью гирканских и карангатских отложений р. Маныча.

Гирканские слои, отвечающие трансгрессии с фауной хвалынского типа, но предшествовавшей максимальной хвалынской трансгрессии Каспийского бассейна, были выделены в Северном Прикаспии и долине р. Маныча в качестве третьего, наиболее низкого, горизонта хвалынских отложений (Г. И. Попов, 1955, 1961). Эти же отложения в долине р. Западного Маныча были названы гирканскими, но приравнивались к верхнехазарским слоям (Горецкий, 1953, 1958, 1959).

Между Ергенями и Волгой, к югу от широты с. Енотаевки, гирканские слои представлены серовато- и желтовато-бурыми, реже серыми, мелко- и тонкозернистыми песками. Они содержат прослои бурых и серовато-бурых слоистых глин и в более южных районах нередко полностью замещаются последними. Пески и глины, по данным бурения многочисленных скважин, содержат *Didacna umbonata* Ebers., *D. subcatillus* (Andrus.), *D. cristata* (Bog.), *D. parallela* Bog., *D. crassicolis* sp. nov., *D. zhukovi* Fed., *D. ebersini* Fed., *D. parallela borealis* Fed., *D. ex gr. pallasii* Grav., но преобладают дрейссены, монодакны, адакны, каспийские гастроподы. Часто встречается также *Corbicula fluminalis* (Müll.). Гирканские отложения здесь обнажаются в отдельных дефляционных котловинах (Бузги, Тормир и др.).

У подножия Южных Ергеней в связи с опреснением этой части бассейна среди дидакн преобладает *D. cristata* (Vog.), реже встречаются *D. zhukovi* Fed., *D. aff. parallela* Vog. и *D. subcatillus* (Andrus.). В предустьевых участках балок появляется много пресноводных раковин. Определенная Г. И. Поповым конхилиофауна этого района, приведенная Г. И. Горецким (1966), только частично относится к гирканскому горизонту.

Залегание гирканских отложений с указанной выше фауной и обычно с базальным галечником и гравием на верхнехазарских слоях с *Didacna surachanica*, *D. ovatacrassa*, *D. subovalis* и др. установлено скважинами в устьевой части р. Волги (юго-западнее с. Волжского, у с. Дурное и вблизи г. Астрахани), а также между дельтой р. Волги и озерным районом в устье р. Восточного Маныча (вблизи с. Басы, южнее совхоза им. Буденного и у с. Черноземельского).

За пределами распространения позднехазарской трансгрессии гирканские слои залегают на нижнехазарских отложениях. Кверху они переходят в бурые и серые карбонатные, часто загипсованные, лагуновые глины. Мощность отложений составляет 5—10 м, реже до 15—20 м.

В обнажениях правого берега р. Волги у сел Владимировки, Енотаевки, Копановки и Ветлянки гирканские слои представлены очень характерными серовато-кофейными, коричневатого и шоколадно-бурными тонкослоистыми глинами, несколько напоминающими хвалынские «шоколадные» глины. Фауна, приуроченная к прослойкам и линзам песков, содержит *Didacna cristata* (Vog.), *D. ebersini* Fed., *D. praetrigonoides* Nal. (некрупная форма), *D. zhukovi* Fed., *D. subcatillus* (Andrus.) и формы переходные к *D. surachanica* (Andrus.) и *D. hyrcana* sp. nov., но резко преобладают монодакны, дрейссены, адакны и каспийские гастроподы. Встречается *Corbicula fluminalis* (Müll.). Эти данные указывают на значительное опреснение бассейна. Мощность отложений составляет от 3—4 до 7—9 м. Они залегают на размытой поверхности хазарских глин, иногда с галькой и гравием в основании (с. Ветлянка).

По Ю. М. Васильеву и П. В. Федорову (1965), гирканские слои Нижней Волги являются лишь опресненной фацией верхнехазарских отложений, в которой группа *Didacna trigonoides* занимает господствующее положение, тогда как *D. surachanica* крайне редки и представлены угнетенными формами. Однако как было показано выше, тригоноидные формы дидакн широко распространены и во внутренних частях гирканского бассейна, вплоть до северо-западного побережья Каспийского моря, и, что самое главное, они залегают здесь с перерывом на отложениях с типичной верхнехазарской фауной. Помимо этого по р. Западному Манычу гирканские слои тесно связаны с подстилающими их карангатскими отложениями, и уже эти последние залегают с перерывом на верхнехазарских осадках.

Гирканские отложения с *Didacna praetrigonoides* Nal. и *D. aff. parallela* Vog. уже давно известны на Терско-Кумской равнине как «отложения, переходные от хазарского яруса к хвалынскому» (С. М. Ильинский, 1947 г.). Здесь, как и в Северном Прикаспии, для них характерно присутствие *Corbicula fluminalis* и большого количества дрейссен, что указывает на сильное опреснение также и в этой части бассейна.

Гирканская трансгрессия по своим размерам значительно превосходила позднехазарскую и доходила до линии с. Пришиб — совхоз Приозерный — совхоз им. Чкалова. Береговая линия ее на восточном склоне Ергеней достигает 20—25 м над уровнем моря.

Континентальные (делювиальные, частично озерные) отложения этого времени тесно связаны, как и морские слои, с покрывающими их ательскими суглинками. По данным бурения скважин, между с. Никольским и г. Красноармейском они представлены очень выдержанным горизонтом (3—10 м) коричнево-бурых, бурых и красновато-бурых глин и суглинков с известковыми конкрециями и погребенными главным образом лугово-болотными почвами сверху. Они залегают в кровле верхнехазарской («черноярской») аллювиальной свиты, но на участках выклинивания последней (между селами Райгородом и Ушаковкой) переходят непосредственно на нижнехазарские (сингильские) глины. Это дало повод относить их к верхам нижнехазарских отложений (Васильев и Федоров, 1961; Федоров, 1965) и даже к бакинскому ярусу (Карандеева, 1952а; Васильев, 1961). Выше по р. Волге, между с. Луговой Пролейкой и пос. Николаевским, эти отложения распространены локально, являются, по-видимому, озерными осадками и залегают с перерывом на верхнехазарских аллювиальных отложениях III надпойменной террасы р. Волги (см. рис. 67).

Аллювиальная свита II надпойменной террасы в описываемой части Нижнего Поволжья была выделена А. И. Москвитиним (1962), различающим здесь прислоненные друг к другу террасовые комплексы, а не абразионно-аккумулятивные уровни, как это ошибочно принималось ранее (Васильев и Федоров, 1961). В Камышинском Заволжье эта свита прислонена к хазарским отложениям III террасы и сложена желтыми, желтовато- и коричневатобурыми, реже серыми, мелкозернистыми, часто глинистыми, песками (до 20—25 м). Кверху они переходят в ательские суглинки и супеси (см. рис. 67). В нижней части этих песков, в скважине, пробуренной в 7 км южнее пос. Быково, найдены *Didacna parallela* Vog. (Попов, Куликова, 1966). Эти же или близкие к ним дидакны известны из лиманных глин, залегающих под ательскими суглинками у с. Колобовки на р. Ахтубе (Москвитин, 1962).

Гирканский лиман, выполненный волжскими осадками, по-видимому, достигал устья р. Малого Карамана, выше г. Саратова, где А. И. Москвитиним описаны плитчатые лиманные суглинки с *Monodacna edentula* (Pall.) и *Adacna ex gr. plicata* Eichw. (абс. отметка +25, +30 м). Позднехазарская трансгрессия, с которой А. И. Москвитин склонен связывать эти осадки, была совсем небольшой, а отвечающие ей аллювиальные отложения принадлежат более древней — III (у А. И. Москвитина — IV) террасе р. Волги. Устье этого лимана находилось, вероятно, в северной, малоизученной, части Волго-Сарпинской низменности. В этой ее части скважинами вскрываются аллювиальные, частично, возможно, лиманные, осадки, залегающие на хазарских отложениях под нижнехвалынскими слоями. Геологи Гидропроекта описывали их как ахтубинские слои, но у оз. Сарпа (Цаган-Нур) в них были найдены *Didacna subcatillus* Andrus. и другие гирканские моллюски.

Гирканские слои (трансгрессивная фаза) и покрывающие их ательские слои (регрессивная фаза) принадлежит одному этапу формирования осадков.

Ательские слои представлены делювиальными, аллювиально-делювиальными и пролювиальными осадками, общими признаками которых являются преобладание желто-бурой и палевой окраски, суглинисто-супесчаный состав, пылеватость, карбонатность и лёссовидный облик пород. Нередко наблюдающиеся мерзлотные деформации указывают на перигляциальные условия их образования (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966).

Преобладают делювиальные неслоистые или скрытослоистые лёссовидные суглинки, реже супеси, образовавшиеся, вероятно, при уча-

стии эолового привноса материала. Они покрывают III и II террасы Заволжья, развиты на отдельных участках по правобережью р. Волги, а ниже г. Волгограда обнажаются по обоим берегам Волго-Ахтубинской поймы. В ложбинообразных понижениях доательского рельефа эти образования переходят в аллювиально-делювиальные зеленовато- и серовато-бурые глинистые пески, супеси и суглинки с лимнофильными моллюсками. Проллювиальная фация, для которой характерны частые прослой, нередко гравелистых, песков, представлена в приустьевых участках рек и балок Приволжской возвышенности. Мощность ательских слоев составляет обычно 2—10 м, достигая 20 м.

Аллювиальные пески (до 10—15 м), подстилающие ательские слои и тесно связанные с ними, выделены под названием ахтубинского горизонта и «перигляциальных отложений Нижней Волги». По возрасту они, по-видимому, отвечают аллювию II террасы р. Волги или только его верхней части (Москвитин, 1962) и близки к гирканской трансгрессии (Горецкий, 1966). Отлагавшие их потоки следовали за регрессировавшим морем, и в приустьевой части р. Волги ахтубинские русловые косо-слоистые пески (до 6—8 м) залегают с размывом на гирканских и более древних породах (села Ветлянка, Копановка и др.).

Нижнехвалынские слои принадлежат максимальной трансгрессии Каспия — наибольшей в его четвертичной истории. В составе отложений преобладают повсеместно распространенные желтые и бурые (с различными оттенками) суглинки, алевроиты и тонкие пески с характерной однообразной фауной, содержащей *Didacna protracta* (Eichw.), *D. ebersini* Fed., *D. parallela borealis* Fed. (редко), *D. praetrigonoides* NaI. (очень редко) и другие обычные каспийские моллюски. Хвалынская фауна образует ряд танатоценозов, связанных с изменениями солёности бассейна в пространстве и, возможно, во времени (Боброва, 1939; Жуков, 1945). Береговая линия бассейна прослеживается на высоте 45—50 м и только на восточном склоне Южных Ергеней приподнята до 50—55 м абсолютной высоты.

Прибрежные отложения в устьях рек и балок Приволжской возвышенности слагают абразионно-аккумулятивную террасу, где они представлены галечниками, гравелитами и разнозернистыми песками (до 2—3 м). С удалением от берега они сменяются, в верхней своей части, песками, алевроитами и суглинками (до 5—6 м). Эти отложения в наиболее углубленных приустьевых участках, сохраняя базальные пески и гравий, постепенно замещаются шоколадно-бурыми глинами (до 3—5 м). Такие соотношения основных фаций нижнехвалынских осадков были известны П. А. Православлеву (1901), Е. В. Милановскому (1932) и М. М. Жукову (1945). Они были подтверждены и разъяснены Е. В. Шанцером (1951) и А. И. Москвитиним (1962). В новых обнажениях берегов Волгоградского водохранилища они наблюдаются очень отчетливо.

В северной части бассейна отлагались главным образом алевроиты и глинистые пески (8—15 и до 25 м), покрывающие III и II террасы Волгоградско-Камышинского Заволжья. Регрессивные осадки здесь представлены небольшой толщей (2—5 м) песков и супесей, которые, как и подстилающие их шоколадно-бурые глины, не выходят за пределы II террасы р. Волги (см. рис. 57).

Отложения раннехвалынской ингрессии в долинах рек и балок восточного склона Ергеней представлены светло-бурыми слоистыми алевроитами и песчанистыми суглинками (от 5—15 до 20—25 м).

Шоколадно-бурые глины залегают в виде крупных (до 30—40 км и более) линз во впадинах, унаследованных лиманами Заволжья и Сарпинской низменности, в Сарпинско-Даванской ложбине и других пони-

жениях ательского рельефа, а также в приустьевых участках рек и балок Ергенинской и Приволжской возвышенностей. Тонкая слоистость глин ленточного типа связана с сезонным поступлением материала, вероятно, в перигляциальной обстановке. Отсутствие или угнетенность моллюсков вне песчаных прослоев может объясняться плохой аэрацией дна в связи с застойными условиями образования этих осадков. Мощность линз обычно составляет 3—10 м, достигая 18 м.

Регрессия раннехвалынского бассейна была вызвана возникновением стока по Манычскому проливу с временной стабилизацией уровня на абс. отм. +20, +25 м, отмеченной террасовидным уступом у подножия Ергеней. С этой фазой регрессии многие исследователи связывают образование шоколадных глин, что не может считаться оправданным, как и повторная ингрессия или трансгрессия до этого уровня (Брицына, 1954; Морозов, 1955; Федоров, 1957; Николаев, 1957; Г. И. Попов и др., 1964; Горецкий, 1966). Помимо этого, шоколадные глины достигают отметок +35 м (Москвитин, 1962), как это наблюдается в бассейне р. Еруслана и на оз. Давсун, в долине р. Восточного Маныча. Дальнейшее снижение уровня по климатическим причинам привело к изоляции раннехвалынского бассейна.

Верхнехвалыньские слои представлены прибрежными и мелководными осадками. Преобладают светло-бурые, бурые и буровато-желтые мелко- и тонкозернистые пески и супеси (3—8 м), в основании иногда с гравием и мелкими гальками. По составу фауны они не отличаются от нижнехвалыньских отложений. Береговая линия бассейна близка к нулевой горизонтали.

Другой тип осадков представлен бурыми диагонально слоистыми кемрудскими супесями (до 10—12 м), слагающимися бэровские бугры. Последние срезаются более светлыми желтовато-бурыми джорджанскими песками, выполняющими также и понижения между буграми (Православлев, 1929). Джорджанские пески, по-видимому, связаны с более низким уровнем позднехвалынского бассейна (фаза —12 или —16 м).

В долине р. Волги позднехвалыньский возраст имеют аллювиальные отложения I надпойменной террасы (г. Ленинск, села Старица, Зубовка и Соленое Займище).

Голоценовые отложения подразделяются на новокаспийские (саринские) и современные осадки. Новокаспийские иловато-песчаные отложения (до 5 м) с *Cardium edule* L. и *Didacna trigonoides* P all. слагают невысокую (6—7 м) террасу побережья Каспийского моря с береговой линией на абс. отметке —22 м. Современные морские отложения в отличие от новокаспийских содержат *Mytilaster lineatus* (G m.).

Голоценовые отложения помимо морских представлены эоловыми, озерными, аллювиальными и дельтовыми осадками. Наиболее распространены эоловые пески, образовавшиеся главным образом в результате развевания верхнехвалыньских песчаных осадков (пески Баран-Сала, Балбурха и др.). Среди озерных отложений помимо обычных иловато-глинистых осадков выделяются залежи галита (озера Баскунчак и Эльтон) частично хвалыньского возраста.

Аллювиальные отложения Волго-Ахтубинской поймы (20—35 м) характеризуются умеренным развитием пойменных суглинков и глин, резким преобладанием мелко- и тонкозернистых в основании гравелистых песков русловой фации и незначительным распространением старичных глин.

Дельтовые отложения р. Волги подразделяются на пойменные (пойменные) песчано-глинистые отложения, глинистые осадки дельтовых водоемов (ильменей, стариц и култуков), проточные (русловые) и

авандельтовые пески и супеси. Последние помимо пресноводных содержат и каспийские моллюски. Общая мощность дельтовых отложений превышает 20 м (Рачковская, 1951).

Долина р. Западного Маныча и приустьевая часть р. Дона

Четвертичные отложения Манычского пролива слагают террасовые свиты, каждая из которых соответствует ингрессивной (каспийской и черноморской) и последующей регрессивной (лиманно-озерной) фазе периодически действовавшего пролива. Они изучались В. В. Богачевым

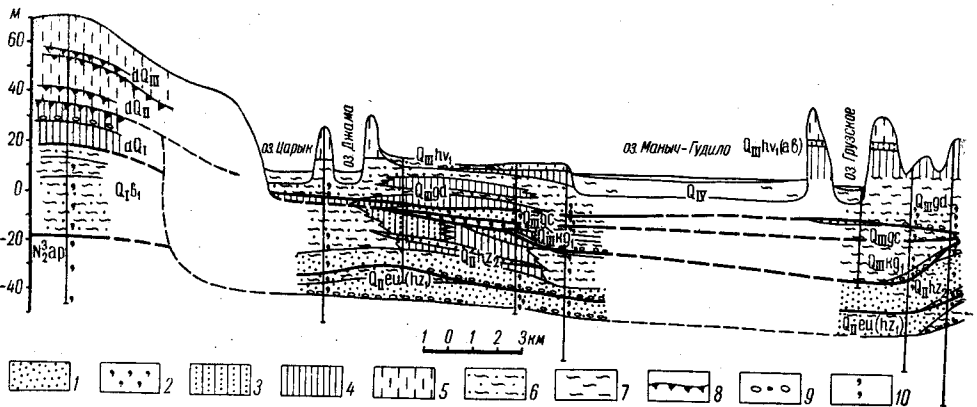


Рис. 68. Геологический профиль долины р. Западного Маныча через оз. Маныч-Гудило. 1 — пески; 2 — ракушечники; 3 — супеси; 4 — суглинки; 5 — суглинки лёссовидные; 6 — глины песчанистые; 7 — глины; 8 — погребенные почвы; 9 — гравий и галька; 10 — местонахождение фауны моллюсков. Отложения: Q_{IV} — голоцен; $Q_{III}hv_1$ — нижнехвалынские; $Q_{III}hv_1(ab)$ — абескунские; $Q_{III}gd$ — гудиловские; $Q_{III}hg$ — гирканские; $Q_{II}kg_1$ — нижнекарангатские; $Q_{I}hz_2$ — верхнехазарские; $Q_{I}eu(hz)$ — древнезавксинские (нижнехазарские); $Q_{I}b_1$ — нижнебакинские; dQ_I , II, III — нижне-, средне- и верхнечетвертичные делювиальные; N_2^{ap} — апшеронского яруса

(1903, 1936), К. И. Лисицыным (1932), П. А. Православлевым (1932а) и другими геологами, а в последнее время Г. И. Горецким (1953, 1958), С. Н. Коптеловой (1958) и Г. И. Поповым (1947, 1955, 1964 и др.). Ниже используются также новые данные бурения ряда поперечников в долине р. Западного Маныча (Ю. Ф. Белов, Ю. Ф. Деев, Г. В. Дейно, А. В. Зайцев и другие геологи).

Нижнечетвертичные отложения представлены ниже- и верхнебакинскими, а также урунджикскими слоями.

Нижнебакинские отложения известны только в бассейне оз. Маныч-Гудило, где они принадлежат широкой (до 30—40 км) и высокой (до 70—80 м абс. высоты) V террасе левого склона долины р. Западного Маныча (рис. 68). Эти отложения представлены мощными (до 40—50 м) зеленовато-серыми песчанистыми глинами с редкими прослоями супесей и песков. В нижней части они содержат *Dreissena caspia* Eichw. (преобладают), *Dr. rostriformis* (Desh.), *Monodacna caspia* Eichw. и мелкие угнетенные *Didacna* cf. *catillus* (Eichw.) (очень редко), которые кверху сменяются озерными *Planorbis*, *Anisus*, *Coretus*, *Valvata* и *Dreissena*. Залив раннебакинского моря был сильно опреснен р. Доном и предкавказскими реками (р. Калаус и др.). Нижнебакинские отложения залегают на красно-бурых и других глинах позднего плиоцена (азово-кубанской серии) и на апшеронских осадках на абсолютных отметках —15, —20 м.

Верхнебакинские слои представлены песками (до 10 м) с *Didacna rudis* Na l., выполняющими переуглубления (до —45 м, —50 м абс. высоты) долин р. Западного Маныча (у хутора Красный Кут) и р. Дона (хутор Арпачин), выработанные в неогеновых породах. В нижнем течении р. Западного Маныча, между реками Большим Егорлыком и Средним Егорлыком и у хутора Красный Кут они принадлежат IV террасе (до 50—60 м абс. высоты). Эта терраса у хутора Красный Кут в базальной своей части (10 м) сложена гравелистыми песками с *Didacna rudis* Na l., *D. aff. lindleyi* Fed. и *D. monodacnoides* sp. nov., которые кверху переходят в мелко- и тонкозернистые аллювиальные пески (до 20—25 м) с пресноводными моллюсками. Последние покрываются старичными и пойменными глинами (10—15 м).

Урунджикские пески (5—10 м) с *Didacna eulachia* Fed., *D. lindleyi* Fed., *D. adacnoides* Nevess., *D. carditoides* Andrus. приурочены к таким же переуглублениям (до —40, —45 м абс. высоты) и покрываются (с перерывом) древнеэвксинскими (нижнехазарскими) слоями. В таких условиях залегания они известны вблизи устья р. Западного Маныча и у устья р. Чограя, на р. Восточном Маныче. Соотношения их с верхнебакинскими отложениями не установлены.

Среднечетвертичные отложения более широко распространены и подразделяются на древнеэвксинские (нижнехазарские) и верхнехазарские слои.

Древнеэвксинские отложения слагают III террасу р. Западного Маныча и выстилают широкое (до 40 км) ложе Манычского пролива, залегаая на урунджикских, верхнебакинских, но главным образом на дочетвертичных породах. В наиболее узкой (до 6 км) части пролива (у с. Зунда-Толга) они вместе с другими каспийскими осадками выполняют глубокую (до 70 м) ложбину, выработанную стоком каспийских вод. Постель древнеэвксинских отложений снижается от Южно-Ергенинского поднятия (—25 м у устья р. Чограя) и Сальского поднятия (—30, —35 м абс. высоты) к центральной части Гудиловского прогиба (минус 50—55 м), а также от Сальского поднятия к устью р. Дона (до минус 45—50 м абс. высоты).

Морские отложения представлены мощной толщей (до 20—30 м) песков, в основании гравелистых, и на всем протяжении пролива с довольно однообразной фауной, для которой характерны *Didacna naliokini* Wass., *D. pallasi* Prav., *D. delenda* Vog., *D. subpyramidata* Prav. и другие нижнехазарские и древнеэвксинские виды. В приустьевых частях долин рек Дона и Западного Маныча пролив, судя по обилию в отложениях пресноводных моллюсков, периодически сильно опреснялся донскими водами. Участки сильного опреснения пролива отмечаются также у устьев рек Большого Егорлыка, Среднего Егорлыка, Хагин-Сала и Джалги. Береговая линия пролива в устье р. Западного Маныча проходит на высоте около 2 м выше уровня моря и таким образом его глубина не превышала 40—45 м.

Кверху морские древнеэвксинские отложения постепенно сменяются лиманно-озерными суглинками и глинами (до 15—20 м) с лиманно-каспийской и озерной фауной моллюсков.

Древнеэвксинские отложения р. Западного Маныча (в районе хутора Веселого) содержат характерные для лихвинского межледниковья *Azolla interglacialica* Nik., *Salvinia natans* All. var. *Aldrovanda vesiculosa* L., *Stratoites aloides* L. и другие растительные остатки (Дорофеев, 1958).

Верхнехазарские морские отложения с характерными для них *Didacna surachanica* Andrus., *D. naliokini* Wass., *D. delenda* Vog., *D. ovatacrassa* Prav., *D. cristata* (Vog.) и *D. pallasi* Prav.

обнаружены несколькими поперечниками скважин в долинах рек Восточного Маныча и Западного Маныча от устья р. Чограя и до оз. Грузское. Они сложены небольшой толщей (5—18 м) тонких и мелких песков, реже суглинков и глин, залегающей с размывом и часто с базальным галечником и гравием на древнеэвксинских (нижнехазарских) осадках. Эти отложения всюду покрываются карангатско-гирканскими осадками. Так, например, в скважине на южном берегу оз. Маныч-Гудило против оз. Грузское голубовато-серые глины с крупными *Didacna surachanica* Andrus. перекрываются непосредственно желтобурыми слоистыми глинами с базальным галечником, *Cardium edule* L., *Raphia senescens* (Cossopé) и другой карангатской фауной (см. рис. 68). Обычно же морские верхнехазарские отложения вверху сменяются лиманно-озерными глинами и суглинками (2—10 м).

В приустьевой части р. Западного Маныча (у хутора Красный Кут) позднехазарский возраст могут иметь отложения «древнеэвксинского озера-моря второго» (Горецкий, 1957). Переотложенные *Didacna surachanica* Andrus. найдены нами в сурожских отложениях этого района.

Приведенные данные указывают на связь Каспия и Эвксина по Манычскому проливу не только в бакинское и раннехазарское, но и в позднехазарское время.

Верхнечетвертичные отложения Манычского пролива принадлежат двум большим ингрессиям Черноморского и Каспийского бассейнов: карангатской — гирканской и сурожской — раннехвалынской, которые были разделены ательской регрессивной фазой. Карангатские, гирканские и ательские (гудиловские) слои слагают II террасу, а сурожские и нижнехвалынские слои — I террасу долин рек Западного Маныча, Восточного Маныча и Дона (Попов, 1955 и др.). Г. И. Горецкий (1957) отрицает связь карангатских и гирканских отложений с какой-либо из террас рек Маныча и Дона.

Карангатские отложения, впервые выделенные на р. Западном Маныче К. И. Лисицыным (1932), как это было выяснено автором, кверху переходят в каспийские, а затем и в озерные (гудиловские) осадки. Этот горизонт каспийских отложений был назван Г. И. Горецким гирканским и сопоставляется им с верхнехазарскими отложениями Каспия (Горецкий, 1953, 1959). Однако как это было выяснено сначала в Северном Прикаспии (Г. И. Попов, 1962в), а теперь и в долине р. Маныча эти отложения залегают с перерывом на верхнехазарских осадках.

Гудиловские, или, по Г. И. Горецкому (1958), бургасские, слои по стратиграфическому положению и тесной связи с подстилающими гирканскими отложениями эквивалентны ательским слоям и могут рассматриваться как озерная фация последних.

Карангатские и гирканские отложения по новым данным принадлежат двум повторным ингрессиям Черноморского и Каспийского бассейнов в долины рек Дона и Западного Маныча. Наибольшая раннекарангатская ингрессия достигала водораздела рек Западного Маныча и Восточного Маныча (устья р. Калауса). Уже в это время, судя по составу фауны и находке очень мелких угнетенных *Cardium edule* L. в гирканских отложениях Северного Прикаспия у устья р. Восточного Маныча (сообщение Ю. Ф. Деева), Манычский залив карангатского бассейна вступал в связь с гирканским морем. Дальнейшему расселению *Cardium edule* L., очевидно, помешало очень сильное опреснение этой части гирканского бассейна.

Рассматриваемые отложения в вершине Манычского залива, у устьев р. Калауса и балки Улан-Зуха сложены толщей (7—18 м)

темных слоистых глин и базальных песков (до 4 м). В ней обнаружены *Didacna cristata* (Vog.) и *D. hyrcana* sp. nov. (гирканские слои), к которым в нижней части толщи присоединяются наиболее эвригалинные азово-черноморские *Cardium edule* L., *Bittium reticulatum* (Costa) и *Nassarius reticulatus* (L.) карангатские слои). Преобладают лиманно-каспийские моллюски. Появление пресноводных видов вверх знаменует переход к ательским (гудиловским) озерным отложениям.

В бассейне оз. Маныч-Гудило, где ширина Манычского залива достигала 30 км, карангатские и гирканские отложения отличаются большим разнообразием субфаций мелководных и прибрежных осадков, представленных песками, суглинками, супесями, глинами и реже ракушечниками. В связи с увеличивающейся ко внутренней части залива соленостью, карангатские отложения здесь более обособлены и содержат богатую средиземноморскую сублиторальную фауну: *Cardium edule lamarcki* Reeve, *Bittium reticulatum* (Costa), *Nassarius reticulatus* (L.), *Paphia* aff. *senescens* (Cossoni), *Abra ovata* (Phil.), *Ostrea edulis taurica* (Siem.), *Hydrobia ventrosa* (Montg.), *Chione gallina* (L.), *Loripes lacteus* (L.), *Chlamys glabra* (L.), *Gastrana fragilis* (L.), *Mytilaster lineatus* (Gm.), *Solen vagina* L., *Rissoa* sp. и *Serpula* sp. Представители рода *Paphia* в этих отложениях определяются Л. А. Невеской (1965) как тирренские *Paphia senescens* (Cossoni). Присутствие таких стеногалинных моллюсков, как *Chlamys glabra* (L.), и др. указывает на значительную соленость залива (не менее 17‰), не уступающую солености современного Черного моря.

Карангатские отложения сверху переходят в гирканские слои, в нижней части еще с наиболее эвригалинными азово-черноморскими *Cardium edule* L., *Bittium reticulatum* (Costa) и др., а выше только с солоноватоводными гирканскими *Didacna cristata* (Vog.), *D. aff. parallela* Vog., *D. aff. zhukovi* Fed., обычными каспийскими монодакнами, адакнами, дрейссенами и гастроподами. Очевидно, что развитие гирканской трансгрессии привело к увеличению стока каспийских вод в Манычский залив, его опреснению и заселению солоноватоводными (каспийскими) моллюсками. Общая мощность карангатских и гирканских отложений в районе оз. Маныч-Гудило достигает 20—25 м.

В профиле Манычской долины между оз. Маныч-Гудило и устьем р. Большого Егорлыка наблюдаются два горизонта карангатских отложений с аналогичной фауной, которые разделены небольшой толщей (5—8 м) песков с базальным гравием и гирканскими *Didacna subcatillus* Andrus., *D. cf. zhukovi* Fed., *D. cf. umbonata* Ebers., *D. pallasi* Prav., а также лиманно-каспийскими и пресноводными моллюсками (рис. 69). Верхний карангатский горизонт (5—10 м) свидетельствует о повторной ингрессии карангатских вод, не достигшей района оз. Маныч-Гудило. Отложения этого горизонта не только подстилаются, но и покрываются гирканскими слоями (2—6 м) с *Didacna cristata* (Vog.), *D. aff. parallela* Vog. и др., часто с базальным гравием. В нижнекарангатских отложениях (4—5 м) здесь, как и в других местах долины р. Западного Маныча, встречаются, даже вместе с наиболее стеногалинными черноморскими моллюсками, явно переотложенные гирканские дидакны и другие каспийские раковины. По-видимому, раннекарангатской ингрессии также предшествовал сток гирканских вод по Манычской долине. Общая мощность карангатско-гирканских отложений достигает здесь 20—25 м.

Приведенные выше данные являются убедительным доказательством одновозрастности карангатской и гирканской трансгрессий.

По массовым сборам моллюсков при бурении скважин Гидропроекта в нижнем течении р. Западного Маныча (ниже станицы Пролет-

тарской) для гирканских отложений этого района характерны *Didacna cristata* (Bog.), *D. parallela* Bog., *D. naliokini elongata* (M. Sok.), *D. pallasii* Prav., *D. praetrigonoides* Nal., *D. subcatillus* (Andrus.) и *Didacna* sp. pl. В карангатских отложениях здесь помимо перечисленных выше видов найдены *Cardium exiguum* (Gm.), *Retusa* sp., *Irus irus* (L.), *Tellina tenuis* (Costa), *Donax tringulus julianae* B D D., *Spisula subtruncata triangula* (Ren.), *Dosinia* sp., *Tricolia* sp. и *Chrysallida* (*Parthenina*) sp., указывающие на значительное осолонение и этой части залива.

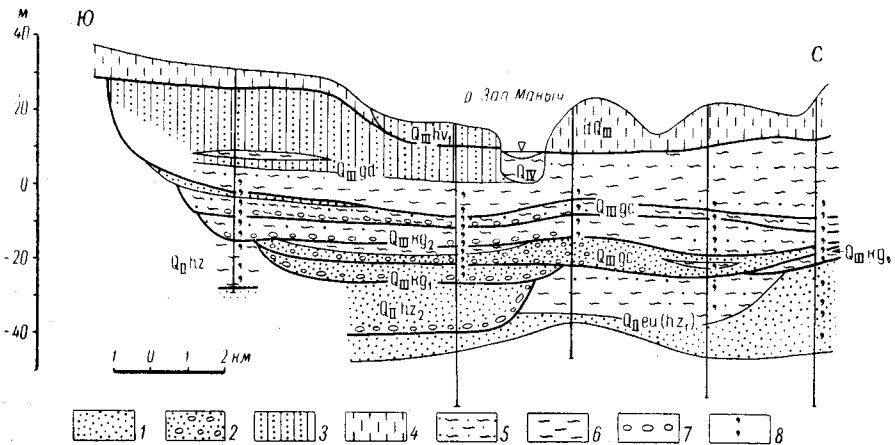


Рис. 69. Геологический профиль через долину р. Западного Маныча восточнее устья р. Большого Егорлыка

1 — пески; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — супеси; 4 — суглинки лёссовидные; 5 — глины песчаные; 6 — глины; 7 — гравий и галька; 8 — местонахождение делювиальные. Отложения: Q_{IV} — голоценовые; dQ_{III} — верхнечетвертичные делювиальные; $Q_{III}hv_1$ — нижнехвалынские; $Q_{III}gd$ — гудиловские; $Q_{III}gs$ — гирканские; $Q_{III}kg_2$ — верхнекарангатские; $Q_{III}kg_1$ — нижнекарангатские; $Q_{III}hz_2$ — верхнехазарские; $Q_{IIEu}(hz_1)$ — древнеэвксинские (нижнехазарские); $Q_{II}hz$ — хазарские

Гирканские отложения в западной (донской) части залива состоят из мелкозернистых песков (до 25 м) в основании разномзернистых, с гравием и галькой. В связи с увеличивающейся к открытому морю соленостью они содержат наряду с той же, что и выше, гирканской фауной, азово-черноморские *Cardium edule* L., *Arba ovata* (Phill.), *Bittium reticulatum* (Costa). Карангатские отложения здесь не установлены.

Карангатские слои залегают на верхне- и нижнехазарских (древнеэвксинских) осадках. По правому берегу р. Западного Маныча и р. Дона они трансгрессивно переходят на неогеновые породы. Абсолютные отметки постели изменяются от —7 м у устья р. Чограя, —22 м, в устье р. Калауса, —25 м в бассейне оз. Маныч-Гудило, —17 м у устья р. Большого Егорлыка, —30 м в устье р. Западного Маныча и до —40 м у г. Ростова-на-Дону. Повышенное положение постели в устьях рек Чограя и Большого Егорлыка объясняется неотектоническими поднятиями Южных Ергеней и Сальского вала. Береговая линия гирканского пролива в нижнем течении р. Западного Маныча проходит на уровне от 0 до —2 м абс. высоты, и таким образом глубина залива не превышала 30 м.

В результате послегирканской (ательской) регрессии Манычский пролив превратился в огромное проточное озеро, наполнявшееся водами Дона, Волги, Калауса и других рек Предкавказья. Отложения этой

озерной трансгрессии (гудиловские слои) были выделены Г. И. Поповым по р. Западному Манычу и детально описаны Г. И. Горецким в 1958 г. под названием буртасских отложений.

Гудиловские слои сложены мощной толщей (25—35 м) темных слоистых суглинков и глин, нередко с прослойками и линзами супесей и песков (см. рис. 68, 69). Помимо преобладающей озерной фауны, различаются субфауны озерно-лиманная, озерно-старичная и береговых подмывов. В составе фауны моллюсков преобладают *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Coretus corneus* (L.), *Planorbis planorbis* (L.); *Anisus spirorbis* (L.), *Lithoglyphus naticoides* Ferg., к которым, главным образом ближе к устью р. Дона, присоединяются *Viviparus duboisianus* Mous., *Unio* sp., *Valvata piscinalis* (Müll.), *Theodoxus fluviatilis* (L.), и другие потамофильные моллюски. Переходные к гирканским озерно-лиманские осадки содержат адакны, монодакны и каспийские гастроподы. Гудиловские слои залегают обычно на карангатских отложениях, но переходят на древнеэвксинские, а по правому берегу р. Западного Маныча и на неогеновые породы. Абсолютные отметки кровли по р. Восточному Манычу и у оз. Маныч-Гудило составляют +25, +30 м. По р. Западному Манычу они снижаются до +15, +20 м, а в районе городов Аксая и Батайска не превышают +10, +15 м. Гудиловское (Буртасское) озеро несомненно имело сток в Черноморский бассейн. Существование этого озера, распространявшегося до устья р. Восточного Маныча, трудно объяснить без участия волжского стока. Река Волга при спаде гирканской трансгрессии, вероятно, текла через Приергенскую степь, где с ней связана толща аллювиальных (ахтубинских) осадков.

Нижнехвалынские отложения принадлежат II и I террасам долины р. Маныча. Осадки, отвечающие наивысшему уровню хвалынской трансгрессии (+45, +50 м абс. высоты) залегают в кровле ательских (гудиловских) слоев (II терраса). К ним относятся бурые слоистые суглинки и супеси (2—3 м) с *Didacna ebersini* Fed., обнажающиеся на северном берегу оз. Маныч-Гудило к югу от оз. Грузское (см. рис. 68), впервые описанные В. В. Богачевым (1903). Аналогичные отложения с *Adacna plicata* Eichw. и *Dreissena polymorpha* (Pall.) были найдены Г. И. Горецким на правом берегу р. Западного Маныча ниже станицы Пролетарской и названы абескунскими слоями (Горецкий, 1953). Абсолютные отметки их снижаются в направлении стока хвалынских вод от +25 м у оз. Маныч-Гудило до +5, +7 м в нижнем течении р. Западного Маныча.

Одной из причин спада раннехвалынской трансгрессии был сток каспийских вод по Манычской долине, приостановившийся на уровне +20, +25 м абс. высоты вследствие выработки профиля равновесия, снижающегося к станице Пролетарской до +5 м. Этому уровню соответствует небольшая толща (5—15 м) супесей и песков, а западнее — суглинков, отложившаяся по сложной сети мелководных проток и лиманов среди вытянутых в направлении стока островов (увалов) — останцов размытой II террасы р. Маныча (см. рис. 68). Эти отложения слагают I террасу (10—15 м) Восточного Маныча и Западного Маныча и содержат *Didacna ebersini* Fed., тонкостенные угнетенные *D. protracta* Eichw. и другие обычные хвалынские моллюски. В устье р. Восточного Маныча эта терраса сливается с поверхностью Прикаспийской низменности.

Раннехвалынская река — пролив впадала в Манычский залив сурожского бассейна вблизи станицы Пролетарской. Это установлено Г. И. Поповым по его находкам азово-черноморских *Cardium edule* L., *Mytilaster lineatus* (Gm.), *Bittium reticulatum* (Costa) и *Hydrobia*

ventrosa (Mnt.), совместно с хвалынскими *Didacna ebersini* Ferg., *D. protracta* (Eichw.) (очень мелкая угнетенная форма), в лиманных суглинках I террасы Манычской протоки Чеплак вблизи хутора Брюханова. Аналогичная фауна ранее была известна у железнодорожного моста через р. Западный Маныч у станции Маныч (Лисицын, 1932). Пролив в пределах Сальского поднятия был очень узким и, возможно, разделялся на два рукава.

Сурожские отложения слагают I террасу (9—10 м) Западного Маныча ниже станицы Пролетарской и приустьевой части р. Дона. Они представлены серыми и темно-серыми, часто зеленоватыми мелкозернистыми, в основании гравелистыми, песками с наиболее эвригалинными азаво-черноморскими *Cardium edule* L., *Bittium reticulatum* (Costa), *Nassarius reticulatus* (L.), *Mytilaster lineatus* (Gm.), *Hydrobia ventrosa* Mntg., *Adacna relicta* Mil. и хвалынскими *Didacna* ex gr. *ebersini* Fed., *D. aff. parallela* Bog., *D. tanaitica* sp. nov., *D. praetrigonoides* Nal., *D. subcatillus* (Andrus.), а также другими каспийскими, реже пресноводными моллюсками. находка Н. М. Данилевским черноморских и каспийских моллюсков у Мечетного лимана (вблизи совхоза им. Фрунзе) была первым указанием на существование пролива по долине р. Маныча (Богачев, 1903). Судя по составу фауны, сурожский залив в долине р. Западного Маныча имел значительно меньшую соленость, чем карангатский. Это объясняется не различием в солености обоих бассейнов, а гораздо меньшими размерами Манычского залива сурожского бассейна, вследствие чего он сильнее опреснялся р. Доном и хвалынским стоком.

Пески с черноморско-каспийской фауной сверху переходят в супеси и суглинки с теми же хвалынскими моллюсками, но уже без черноморских видов, а еще выше — только с лимнофильными моллюсками вследствие прогрессирующего опреснения залива, обусловленного регрессией моря. Хвалынские моллюски сурожского залива явились основой для формирования новоэвксинской фауны.

Позднеплейстоценовый возраст сурожских отложений подтверждается находками *Mammuthus primigenius*, *Dicerorhinus tichorhinus* Vos., *D. latifrons* и др. у станицы Елизаветинской, где размываются останцы сурожской террасы, а также обнаруживанием мезолитических стоянок на ее поверхности (Горецкий, 1948, 1952, 1953, 1957). Общая мощность сурожских отложений составляет 15—25 м. Они залегают на размытой поверхности карангатско-гирканских и древнеэвксинских осадков и нередко изобилуют переотложенными из этих образований раковинами. Основание сурожских слоев снижается от +5 м у станицы Пролетарской до —18 м у хутора Веселого и —25 м вблизи устья р. Дона.

Верхнехвалынские (?) лиманные суглинки, глины и супеси (до 8—10 м) с *Adacna plicata* Eichw., *A. laeviuscula* Eichw. и обладающими *Planorbis*, *Anisus*, *Valvata* и др. слагают невысокую (3—5 м) террасу южного берега оз. Маныч-Гудило. Эта терраса известна также и в приустьевой части р. Восточного Маныча. Аналогичные отложения выполняют переуглубление долины у с. Зунда-Толга (до —4 м абс. высоты). Позднехвалынская ингрессия возможно проникла за зунда-толгинское сужение долины с образованием слабосоленоватого озера или лимана. Каспийский и Черноморский бассейны в это время уже не сообщались между собой.

Новоэвксинская регрессия в долине Западного Маныча и Нижнего Дона проявилась в образовании уступа I (сурожской) террасы и переуглубления долины р. Дона до 20—25 м ниже уровня моря.

Голоценовые отложения подразделяются на древнечерноморские и современные осадки.

Древнечерноморские отложения слагают высокую пойму и образовались в условиях небольшой ингрессии в приустьевую часть долины р. Дона. Нижняя их часть — серые, часто зеленоватые, мелкозернистые пески, в основании разномзернистые с гравием и мелкими гальками, содержит *Monodacna pontica* Eichw., *Adacna relicta* Mil. и другие лиманные моллюски, а также многочисленные, особенно в базальном горизонте, *Cardium edule* L., *Didacna tanaitica* sp. nov. и другие черноморские и каспийские раковины, очевидно переотложенные из подстилающих гирканских, карангатских и сурожских отложений. Преобладают пресноводные моллюски.

Верхняя часть отложений высокой поймы сложена лиманными и пойменными суглинками и супесями с *Monodacna colorata* (Eichw.), *Micromelania*, *Caspia*, *Clessiniola*, *Hydrobia* в составе обычной пресноводной фауны. Древнечерноморский лиман достигал станицы Мелеховской (90 км от устья р. Дона). Мощность отложений составляет от 15—25 до 30—35 м в дельте р. Дона.

Современные отложения низкой поймы р. Дона представлены мелко- и тонкозернистыми песками в основании с гравием (русловая фация), а выше — с линзами суглинков и глин (старичная фация), а также пойменными иловатыми суглинками и супесями. Мощность достигает 20 м. В долине р. Западного Маныча озерные илы используются как лечебные грязи (оз. Грузское). Во многих озерах осаждается поваренная соль (Старо- и Ново-Манычская группы озер).

Северо-Восточное Приазовье

Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточных берегов Азовского моря является одной из важнейших основ при расчленении этих отложений в Северном Причерноморье и особенно в бассейне р. Дона.

Древнеэвксинские отложения окрестностей г. Таганрога были обнаружены еще Ле Пле и первоначально описывались как пресноводные образования — древнечетвертичные (Р. И. Мурчисон, Т. Бельт) или верхнеплиоценовые (И. Ф. Синцов). Н. А. Соколов (1904) впервые правильно оценил стратиграфическое и палеогеографическое значения этих отложений. По его мнению, это каспийские, частично пресноводные, осадки озера-моря, существовавшего в эпоху, предшествовавшую максимальному оледенению, и сообщавшегося по р. Манычу с Каспийским бассейном до максимальной трансгрессии последнего.

Каспийскую фауну этих отложений, впервые обнаруженную Н. А. Соколовым, а также пресноводную их фауну, изучали В. В. Богачев, А. П. Павлов (1925) и особенно В. Г. Бондарчук (1931). Каспийские осадки окрестностей г. Таганрога являются стратопом древнеэвксинских отложений. При дальнейших исследованиях главное внимание уделялось стратиграфии лёссовидных суглинков и погребенных почв и до самого последнего времени считалось, что в Северном Приазовье развита только одна четвертичная терраса — древнеэвксинская. Этот взгляд поддерживается и в некоторых новейших работах (Федоров, 1963, 1965).

На юго-восточном берегу Таганрогского залива уже давно выделяется аллювиальная свита с пресноводной фауной моллюсков, близкой к колкотовскому типу (Попов, 1947, 1948б), чаудинско-бакинского возраста (Иванова, Попов, 1961). Этот же возраст имеют палудиновые пески Миусского лимана с однотипной фауной. В кровле последних Г. И. Поповым в 1961 г. были описаны бакинские морские отложения, принадлежащие террасе более высокой, чем древнеэвксинская.

Строение этой же террасы восточнее Миусского лимана (у с. Платово), как и более молодых, в том числе и впервые выделенных, террас Приазовья, детально описано Н. А. Лебедевой (1965).

Морские и солоноватоводные отложения более молодые, чем древнеэвксинские, мало известны, так как скрыты в донных осадках Таганрогского залива.

Нижнечетвертичные (чаудинские) отложения принадлежат наиболее высокой (до 40—45 м) террасе Миусского полуострова, где обнажаются на южном берегу Миусского лимана (с. Герасимовка, хутор Дараганов и др.). Помимо этого они известны у устья р. Сухого Еланчика (с. Платово), между г. Азовом и с. Кагальником и на южном берегу Таганрогского залива (села Семибалки, Стефанидин Дар).

Нижняя часть этих отложений сложена светло-серыми косослоистыми, в основании гравелистыми, аллювиальными песками (5—15 м) с *Unio* aff. *maslakovetzius* Bog., *U.* aff. *emigrans* Bog., *U.* ex gr. *batavus* Lmk., *Viviparus tiraspolitianus* Pavl., f. typ. и subsp. *subcrassus* Lung., *V. kagarliticus* Lung. и другими пресноводными моллюсками (с. Герасимовка, хутор Дараганов, с. Семибалки и др.). Этот комплекс вивипарусов характерен для отложений с тираспольской фауной млекопитающих колкотовской (V) террасы р. Днестра и ее аналогов в приустьевой части р. Дуная (Иванова, Попов, 1961; Попов, Константинова, 1966), а также для бакинской террасы Таманского полуострова.

В отложениях с этой фауной у хутора Дараганова Ю. Ф. Деевым найден зуб *Archidiskodon wüsti* (Pavl.), по определению И. А. Дуброво, принадлежащего к тираспольскому фаунистическому комплексу. Представители этого же комплекса (*Archidiskodon wüsti* и *Bison schoetensacki*) уже давно известны в «палюдиновых песках» окрестностей г. Таганрога (Громов, 1948). Точное их местонахождение не установлено. Очевидно, они принадлежат не древнеэвксинским отложениям, к которым их относили ранее, а чаудинско-бакинским аллювиальным пескам, прежде не выделявшимся в Северном Приазовье. Находки в этих песках каспийских гастропод (с. Лакедемоновка, между г. Азовом и с. Кагальником, с. Семибалки и с. Павловка), *Monodacna caspia* Eichw. (с. Семибалки) и *Dreissena rostriformis* (Desh.) (с. Герасимовка) свидетельствуют о близости береговой линии моря. В этих же песках у с. Платово найдены *Didacna pseudocrassa* Pavl. и *D.* sp. nov. верхнечаудинского типа (Лебедева, 1965).

Верхняя часть чаудинских (бакинских) отложений Миусского полуострова представлена небольшой толщей (от 2—6 до 10 м) морских зеленовато- и буровато-серых тонкослоистых песчаных глин с прослойками и линзами алевроитов и глинистых песков. В обнажении этих глин у с. Герасимовки найдены *Didacna baericrassa* Pavl. и *D.* ex gr. *parvula* Nal. Последняя форма близка, если не тождественна *Didacna* aff. *ovata* (Desh.), изображенной А. П. Павловым (1925) из верхних слоев Чауды. Эти же отложения у с. Платово недавно описаны Н. А. Лебедевой (1965) и П. В. Федоровым (1965). По определению В. В. Богачева они содержат характерные чаудинские *Didacna pleistopleura* David., и *D. pseudocrassa* Pavl. П. В. Федоров из обнажений у сел Платово и Герасимовки определил *Didacna*, напоминающие верхнебакинские *D. carditoides* Andrus., *D.* aff. *eulachia* Fed. (или *D.* aff. *pseudocrassa* Pavl.), *D. baericrassa* Pavl., *D. pallasi* Grav., *D. subpallasi* Grav., *D.* cf. *nalivkini* Wass., *D.* cf. *delenda* Bog., *D.* aff. *artemiana* Bog. Все эти виды, кроме трех последних, определенных как близкие и родственные формы, указываются П. В. Федоровым (1963) из чаудинских слоев в их стратотипическом разрезе (мыс Чауда). По-

этому возражения П. В. Федорова против чаудинского или бакинского возраста этих отложений и приравнивание их к древнеэвксинским осадкам представляются совершенно неоправданными.

На южном берегу Таганрогского залива (с. Семибалки) описанные выше аллювиальные пёски покрываются зеленовато-бурыми тонкослоистыми лиманными глинами (3 м) с *Unio maslakovetzius* Vog., *U. kalmycorum* Vog., *Viviparus acerosus* (Vog.) subsp., *Caspia* sp., *Clessiniola* sp. (Попов, 1947). Реликты апшеронской фауны унионид и присутствие *V. acerosus* указывает на их нижнечетвертичный возраст. Террасы у сел Семибалки и Платово сходны также и по строению покровных отложений.

Чаудинские отложения на Миусском полуострове залегают на среднесарматских породах на абсолютных отметках от -9 до $+6$ м; на южном берегу Таганрогского залива их основание находится ниже уровня моря.

Древнеэвксинские отложения, по данным бурения скважин, прислонены к чаудинским осадкам Миусского полуострова (сообщение Ю. Ф. Деева). Обе террасы, как это убедительно показала Н. А. Лебедева (1965), весьма существенно отличаются по строению покровных отложений. Чаудинские морские и лиманные отложения на обоих берегах Таганрогского залива покрываются красно-бурими суглинками, которые Н. А. Лебедева рассматривает как погребенную почву (платовскую). Аналогичные суглинки и глины известны в восточной части Крыма, где они имеют чаудинский возраст. Прежде они приравнивались автором к скифским глинам, от которых отличаются заметной песчанностью и менее плотной структурой. Красно-бурые суглинки отсутствуют на древнеэвксинской и более молодых террасах.

Помимо чаудинской (V, или платовской) террасы Н. А. Лебедева (1965) выделяет у с. Платово более молодую (IV) террасу, прислоненную к первой и близкую к ней по составу покровных отложений. Лиманные супеси и алевриты (до 3 м) этой террасы с *Didacna* sp. и *Dreissena* sp. залегают, по-видимому, на цоколе из чаудинских отложений.

Среднечетвертичные (древнеэвксинские) отложения принадлежат III террасе (20—30 м), протягивающейся по северному берегу Азовского моря от р. Самбек (станция Бессергеновка) и почти до Миусского лимана.

Морские (солонатоводные) отложения этой террасы представлены светло-серыми мелкозернистыми диагональнослоистыми песками (4—8 м). В этих песках преобладают *Viviparus* ex gr. *fasciatus* (Müll.), *V. sokolovi* Pavl., *V. sinzovi* subsp. nov., *V. achatinaformis* sp. nov., *V. tiraspolitani* conoidangustus (Pavl.), *V. diluvianus* Kunth., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Corbicula fluminalis* (Müll.) и другие пресноводные моллюски. Гораздо реже встречаются *Didacna nalivkini* Wass., *D. delenda* Vog., *D. subpyramidata* Grav. и обычные каспийские *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena* и гастроподы (станция Бессергеновка, г. Таганрог, хутор Веселый). Эта фауна характеризует пресноводный, временами заметно осолонявшийся, бассейн.

Выше залегают лиманно-морские бурые и серые, зеленоватые алевриты и песчанистые глины (до 6—7 м) с тонкой горизонтальной слоистостью. Они содержат те же пресноводные моллюски (*Viviparus sokolovi* Pavl., *Dreissena polymorpha* Pavl. и др.), а по данным П. В. Федорова (1965), также и дидакны, близкие по видовому составу к подстилающим пескам.

Беглицкая терраса, выделенная Н. А. Лебедевой на северном берегу Таганрогского залива вблизи устья Миусского лимана, прислонена к древнеэвксинской и отличается от нее менее полным комплек-

сом покровных отложений. В основании террасы, до высоты 1—1,5 м над уровнем моря, обнажаются песчанистые глины и супеси. В этих лиманных или озерных осадках найдены остатки *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) — типичного представителя хазарского фаунистического комплекса (Иванова, Праслов, 1963; Лебедева, 1965). Эти данные позволяют предполагать позднехазарский (или узунларский) возраст беглицких слоев.

Верхнечетвертичные (карангатские) отложения в Северо-Восточном Приазовье, как и в приустьевой части р. Дона, залегают ниже уровня моря. Отложения с *Cardium edule* L. вскрыты буровыми скважинами на II террасе р. Самбека (с. Приморское) и на этой же террасе Миусского лимана вблизи его устья (балка Левинсадовка) на глубине до 20 м ниже уровня моря. Створки *Ostrea edulis* L. встречаются на пляже у г. Таганрога и вблизи с. Приморского (сообщение Ю. Ф. Деева).

Карангатский или сурожский возраст имеют пески с *Cardium edule* L., *Loripes* sp. и *Spisula* (?) sp., обнаруженные в донных отложениях Таганрогского залива под континентальными суглинками на глубине 8—12 м ниже уровня моря (Лисицын, 1925). Эти суглинки, по-видимому, отвечают новозвксинской регрессии.

Голоценовые древнечерноморские отложения представлены древними илами Таганрогского залива с *Cardium edule* L. (Лисицын, 1925) и они же образуют невысокую (до 3—4 м) террасу его северного побережья (села Приморское, Новобессергеновка и Натальевка). К этому же времени относятся древние береговые валы с *Cardium edule* L. в дельте р. Кагальника.

Современные морские отложения характеризуются отсутствием *Cardium edule* L., теперь не живущим в Таганрогском заливе.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Континентальные отложения в бассейне Нижнего и Среднего Дона и на Приволжской возвышенности представлены аллювиальными осадками, эоловыми, эолово-делювиальными и делювиальными (лессовидными и красно-бурыми суглинками), ледниковыми, флювиогляциальными, лимногляциальными, солифлюкционными и элювиальными образованиями.

Наиболее полно изучена стратиграфия аллювиальных отложений, что дает возможность выяснения их непосредственных соотношений на данной территории с морскими и ледниковыми образованиями. Стратиграфия лессовидных и красно-бурых суглинков, а также погребенных почв основывается на их соотношениях с аллювиальными и морскими отложениями.

Обзор стратиграфии континентальных отложений приводится отдельно для внеледниковой области и для области среднечетвертичного оледенения (Донского ледникового языка). Последний обзор составлен автором совместно с Н. П. Терещенко и Ю. Ф. Беловым.

Внеледниковая область

Главное внимание при изучении стратиграфии континентальных четвертичных отложений внеледниковой области первоначально было уделено лессовидным суглинкам водоразделов и террас.

Аллювиальные отложения р. Дона и его притоков стали изучать значительно позже. Е. В. Милановский (1930, 1935) выделил в долине Среднего Дона три надпойменные террасы (миндельскую (?), рисскую

и вюрмскую) и обнаружил переуглубление долины, выполненное отложениями II надпойменной (рисской) террасы. Эти же террасы были изучены в бассейне нижнего течения р. Дона, был выяснен древнеэвксинский возраст аллювия III террасы, более древний, чем переуглубление долины р. Дона, перекрытое отложениями II террасы, а аллювий I террасы сопоставлен с карангатскими (теперь сурожскими) осадками. Наиболее древняя четвертичная (чаудинская) аллювиальная свита выделена в долине р. Сала, первоначально описанная как верхнеплиоценовая танаиская (Попов, 1947, 1948б, 1963б).

Новые данные бурения, произведенного Гидропроектом по ряду поперечников через долину р. Дона, позволили Г. И. Горецкому выделить аналогичную аллювиальную свиту в составе IV (нагибинской) террасы р. Дона и перигляциальные отложения как в III, так и во II донской террасе. Последняя оказалась более молодой, чем днепровское оледенение, но переуглубление долины в отличие от мнения предыдущих авторов связывалось не со II, а с III террасой и было отнесено к лихвинскому времени (Горецкий, 1953, 1957). Аллювиальные отложения террас Нижнего Дона по данным изучения моллюсков сопоставлены с морскими осадками (Попов, 1959). Эти же данные наряду с другими использованы Г. И. Горецким (1953, 1957) в ряде работ по этому вопросу.

Нижнечетвертичные аллювиальные отложения, обнажающиеся в приустьевой части р. Сала у хутора Шамина, принадлежат наиболее высокой (60 м) террасе р. Дона. Русловая фация аллювия, сложенная мелкозернистыми песками (22 м) с базальным галечником в основании содержит *Unio aff. maslakovetzi* Bog., *U. batavus* Lmk., *Viviparus kagarliticus* Lung., *V. tiraspolitanus* Pavl. f., typ. et sp. *subcrassus* Lung., *V. geticus* Pavl. и другие пресноводные моллюски. Эта фауна почти идентична по видовому составу с приведенной выше для чаудинских отложений V террасы Миусского лимана. Русловые пески покрываются старичными и пойменными темноцветными глинами (11 м), глубокие трещины в которых заполнены красно-бурыми суглинками.

Аналогичная и, по-видимому, близкая по возрасту нагибинская терраса (45—55 м) известна по левому склону долины р. Дона вблизи г. Цымлянска. В русловых песках этой террасы (20—25 м) найдены менее характерные, чем у хутора Шамина, *Viviparus diluvianus* Kunth. и *V. cf. sinzovi tenuissimus* (Sinz.), указывающие на нижний — средний плейстоцен. В отличие от среднечетвертичной (древнеэвксинской) террасы в основании покровных отложений здесь залегают красно-бурые суглинки. Ложе аллювия, как и у хутора Шамина, находится на высоте 2—5 м над уровнем моря. Чаудинская терраса по р. Салу является цокольной.

Среднечетвертичные аллювиальные отложения слагают III надпойменную террасу (30—45 м) правого берега р. Дона (хутор Лозновский — пос. Константиновский, хутор Кременской), р. Северского Донца (хутора Хрящевский — Костинский и др.) и аналогичную по строению, но менее высокую (15—25 м) III террасу р. Сала и других притоков р. Дона.

Русловые отложения этой террасы рек Дона, Северского Донца и Сала представлены мелкозернистыми, ниже разнотернистыми, в основании гравелистыми, песками с характерными вивипарусами древнеэвксинского комплекса: *Viviparus ex gr. fasciatus* (Müll.), *V. sinzovi tenuissimus* (Sinz.), *V. tiraspolitanus conoidangustus* (Pavl.), *V. diluvianus* Kunth. и *V. sokolovi* Pavl. (вблизи пос. Константиновского). Наиболее часто встречаются *Viviparus diluvianus* Kunth. и *Corbicula*

fluminalis (Müll.) (станция Мариинская, хутора Горский, Хрящевский, Михайловский). Этот же комплекс моллюсков был встречен в подморенных лихвинских аллювиальных отложениях у г. Новохоперска и в древнеэвксинских отложениях р. Западного Маныча и Северного Приазовья. Древнеэвксинские каспийские элементы фауны найдены в отложениях III террасы в 15 км выше устья р. Западного Маныча (у хутора Калинина).

Залегающие выше пойменные и старичные отложения слагаются темными глинами и суглинками (до 10—15 м). Общая мощность аллювиальных отложений составляет 15—25 м.

В долине р. Северского Донца и в среднем течении р. Дона (хутор Кременской) эта терраса обычно является цокольной. По правому берегу р. Дона между станицами Кумшацкой и Николаевской основание аллювиальных отложений находится немногим ниже уровня реки. Абсолютные отметки их постели снижаются от +3, +5 м у хутора Горского до —25, —30 м между устьями рек Сала и Западного Маныча, где древнеэвксинский Дон впадал в Манычский пролив.

По правому берегу р. Дона, у хутора Кременского и между станицами Кумшацкой и Николаевской, на описанных выше старичных и пойменных глинах и суглинках залегает небольшая толща (8—10 м) горизонтальнослоистых тонкозернистых перигляциальных песков, отвечающих времени днепровского оледенения. В кровле их прослеживается погребенная почва (одинцовская) или луговой мергель (хутор Горский, станция Мариинская). Строение суглинкового покрова III террасы здесь вполне аналогично древнеэвксинской террасе Северного Приазовья.

На междуречье Цымла — Аксенец, у северной окраины доно-цымлянских песков, скважинами вскрыт также и второй, более высокий, горизонт перигляциальных или аллювиальных песков, возможно относящийся ко времени московского оледенения (Горецкий, 1957). Соотношения этих отложений с флювиогляциальными и другими осадками Донского ледникового языка не установлены.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения принадлежат II и I надпойменным террасам. II надпойменная терраса (17—25 м, реже до 30 м) широко распространена в долинах рек Дона и Северского Донца. В долине р. Сала и других притоков р. Дона она нередко мало отличается по высоте от III террасы.

Аллювиальные отложения II террасы, как это установлено для р. Дона (ниже г. Цымлянска) и рек Большого Егорлыка и Среднего Егорлыка, подразделяются на две свиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя аллювиальная свита в долине р. Дона сложена разнозернистыми песками (14—18 м), главным образом мелко- и тонкозернистыми, укрупняющимися книзу, в основании с гравием и мелкими гальками (русловая фация пра-Дона). Они покрываются темно-серыми, иногда почти черными, иловатыми глинами, суглинками и супесями (до 7—10 м; старичная и пойменная фация).

По Г. И. Горецкому (1953, 1957) отложения пра-Дона имеют древнеэвксинский возраст, а поймой этой реки была III терраса. Этому противоречат следующие данные. Ложе аллювия пра-Дона в районе г. Цымлянска находится на 18—25 м ниже весьма выровненной постели аллювия III (древнеэвксинской) террасы. Фауна моллюсков из отложений пра-Дона по массовым сборам состоит из тех же видов, что и современная фауна р. Дона (*Viviparus duboisianus* Mouss., *Unio pictorum* L., *U. tumidus* Phil. и др.). Изредка встречается солоноватоводная, но переносящая сильное опреснение, *Hydrobia ventrosa* Mntg.

От древнеэвксинской эта фауна отличается не только почти нефоссилизированными раковинами, но и полным отсутствием древнеэвксинских вивипарусов, вымирающих ко времени днепровского оледенения, а также *Corbicula fluminalis* (Müll.). Появление средиземноморской *Hydrobia ventrosa* Mntg. в Понто-Каспийском бассейне относится к карангатскому времени, и во всяком случае она могла появиться здесь не ранее узунларской трансгрессии.

Между устьями рек Сала и Западного Маныча аллювиальные отложения нижней свиты переходят в морские карангатско-гирканские осадки. Ложе аллювия карангатского и древнеэвксинского возраста находится здесь на близких гипсометрических уровнях. Ниже по р. Дону переуглубление долины выполнено уже не карангатскими, а древнеэвксинскими осадками. Основание аллювиальных отложений II надпойменной террасы снижается от абсолютных отметок —13, —18 м близ г. Цымлянска до —30 м в устье р. Дона.

Верхняя аллювиальная свита сложена мелко- и тонкозернистыми песками, нередко алевролитистыми и глинистыми, иногда с прослоями супесей и суглинков, обычно без базального горизонта. Выше залегают пойменные суглинки с прослоями супесей. Мощность русловой фации составляет от 3—5 до 15—20 м, пойменной — от 2 до 10 м (г. Цымлянск). Пески более мелкозернистые, чем в других террасах и отличаются тонкой, преимущественно горизонтальной слоистостью, а не косой, свойственной нормальному аллювию. Эти их особенности объясняются высоким положением базиса эрозии (Буртасское озеро) и незначительностью уклонов реки (Горецкий, 1953, 1957).

Аллювиальные отложения этой свиты на Доно-Сальском междуречье переходят в озерные гудиловские (или буртасские) слои и, таким образом, имеют ательский возраст. Ложе аллювия при этом снижается от +6, +10 м (г. Цымлянск) до —5, —10 м (устье р. Западного Маныча). Таким образом, аллювиальные отложения II надпойменной террасы р. Дона и его притоков в нижней части имеют микулинский (карангатско-гирканский), а в верхней — ательский возраст.

Первая надпойменная терраса (до 10—15 м) наиболее широко распространена в долинах р. Дона и его притоков. Она сложена мелко- и тонкозернистыми песками с линзами суглинков, в основании с гравием и мелкими гальками, а также суглинками и супесями пойменной фации. Мощность отложений составляет 20—25 м. Между устьями рек Сала и Западного Маныча аллювиальные отложения сменяются морскими сублиторальными осадками Сурожского залива, слагающими I надпойменную террасу р. Западного Маныча.

В долинах Самбека и других рек Северного Приазовья основание аллювия II и I надпойменных террас находится на глубине соответственно 20—25 и 10—15 м ниже уровня моря.

Голоценовые аллювиальные отложения слагают высокую (до 5—7 м) и низкую (до 3—4,5 м) пойму рек Дона и Северского Донца, слабо развитую по их притокам. Они состоят из мелко- и среднезернистых русловых песков с базальным гравием и мелким галечником, а также с линзами старичных иловатых суглинков, супесей и песчаных глин. Пойменная фация суглинков и глин хорошо развита на высокой пойме р. Дона. Общая мощность отложений достигает 20—25 м. Так как в отложениях высокой поймы найдена среднеэоценовая керамика, а на ее поверхности — стоянки эпохи бронзы, то формирование высокой поймы закончилось в основном в конце неолита, в добронзовую эпоху. Образование низкой поймы в таком случае относится ко времени от бронзового века до наших дней (Горецкий, 1948).

Аллювиальные пески надпойменных террас используются для строительных целей. Они содержат грунтовые воды, служащие важным источником сельскохозяйственного водоснабжения.

Золотые пески образовались в результате позднечетвертичной и современной дефляции аллювиальных песков II и I надпойменных террас рек Дона, Северского Донца и Чира, где слагают Донской левобережный, Донской правобережный, Чирский, Доно-Цымлянский, Доно-Кумшацкий и Донецко-Кундрючский песчаные районы. Пески изучались многими почвоведомы, лесоводами и геологами в целях их закрепления и использования.

Лёссовидные суглинки водораздельных возвышенностей Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья большинство исследователей рассматривают в свете золотой гипотезы происхождения лёссоватых пород (Мушкетов, 1895; Соколов, 1904; Родзянко, 1939, 1947; Попов, 1947; Кавеев, 1954; Шамрай, 1955 и др.). Естественно, что делювиальному перераспределению исходного золотого материала, а также последующим диагенетическим изменениям суглинков отводится при этом значительная роль. Делювиальное происхождение наиболее вероятно для нижнечетвертичных красно-бурых и других суглинков и глин.

Золото-делювиальные лёссовидные суглинки наиболее широко распространены и типично представлены на платообразных водоразделах правобережья Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Они тесно связаны с одновременно формировавшимися делювиальными суглинками, выстилающими склоны водоразделов и поверхности морских и аллювиальных террас.

Делювиальные лёссовидные суглинки преобладают на западных склонах Ергеней и левобережье р. Дона, а также в бассейне р. Чира и левых притоков р. Северского Донца. Свойственная им слабовыраженная слоистость и заметная опесчаненность проявляются главным образом в нижних частях склонов водоразделов и в террасовых покровах.

Лёссовидные суглинки Приволжской возвышенности и Донецкого кряжа, по генезису делювиальные и элювиально-делювиальные, тесно связаны по составу с дочетвертичными породами. Мощность лёссовидных, красно-бурых и других суглинков на Ергенях, Сало-Маньчском и Доно-Сальском водоразделах достигает 60—70 м, на правобережье р. Дона и в Северо-Восточном Приазовье — до 30—40 м.

Стратиграфия лёссовидных суглинков, основывающаяся на погребенных в них почвах, впервые обнаруженных К. И. Лисицыным (1922, 1925), постепенно усложнялась по мере развития представлений о геологической истории ледниковой области Русской равнины (Милановский, 1930; Бондарчук, 1931, 1932; Москвитин, 1932, 1950; Жуков, 1935а; Мирчинк, 1936; Попов, 1947, 1962а; Родзянко, 1947, 1959б; Громов, 1948; Горещкий, 1957; Лебедева, 1965).

Наиболее перспективным методом выяснения возраста лёссовидных суглинков и погребенных почв является выяснение их соотношений с палеонтологически охарактеризованными морскими и аллювиальными отложениями террас Северного Приазовья, Нижнего Дона и Маныча (Жуков, 1935а; Горещкий, 1957; Попов, 1947, 1962а; Попов и др., 1964; Лебедева, 1965).

Однако применение педостратиграфического метода встречает значительные затруднения. Погребенные почвы нередко замещаются региональными поверхностями размыва или оказываются «обезглавленными». Наблюдаются локальные абляционные (намывные) гумусовые горизонты и горизонты размыва. Иногда бывают смыты верхние горизонты суглинков и погребенные почвы. Последние не изучены методами

современного почвоведения. Остатки млекопитающих в лёссовых породах мало известны. Палинологические данные очень невелики. Все эти обстоятельства вносят известный элемент субъективности в схемы стратиграфического расчленения лёссовидных суглинков и погребенных почв. Номенклатура горизонтов, выделенных в этих схемах, основывается на их вероятном соответствии подразделениям ледниковых и межледниковых отложений Русской равнины. Применение региональных названий для погребенных почв (Горецкий, 1957; Лебедева, 1965) не делает их корреляцию более обоснованной.

Лёссовидные, красно-бурые и другие суглинки бассейна нижнего течения р. Дона и Северо-Восточного Приазовья подразделяются на нижне-, средне- и верхнечетвертичные, что оправдывается и литологическими особенностями их в каждом из этих подразделений (рис. 70).

Нижнечетвертичные красно-бурые, бурые и коричневые уплотненные тяжелые суглинки и глины в своем распространении ограничены водораздельными возвышенностями и чаудинско-бакинской террасой. В северных районах они представлены более светлыми бурыми красноватыми суглинками (г. Цымлянск). На Сальско-Маньчской гряде и Доно-Сальском водоразделе эти суглинки и глины подразделяются на две толщи горизонтом размыва или погребенной почвой (водораздельной, по Г. И. Горецкому, 1957). В основании их также прослеживается горизонт размыва или погребенная почва, развитая на скифских глинах (Попов, 1947).

Красно-бурые, бурые и светло-коричневые плотные глинистые суглинки (5—12 м) с известковыми конкрециями в основании, покрывающие чаудинскую (V) террасу Миусского полуострова, западнее — у с. Платово описаны Н. А. Лебедевой (1965), различающей платовскую красно-бурю погребенную почву (3 м), покрывающую ее еланчикскую бурю погребенную почву (0,7—1 м) и светло-коричневые очень уплотненные суглинки (3—4 м).

На юго-восточном берегу Таганрогского залива красно-бурые песчаные глины этой толщи в основании изменяют свою окраску на зеленовато-серую и постепенно переходят в подстилающие лиманные суглинки с нижнечетвертичными пресноводными моллюсками. На верхнебакинской (IV) террасе Западного Маньча этот горизонт суглинков отсутствует.

Нижнечетвертичные красно-бурые и другие суглинки и глины мощностью 12—25 м прежде выделялись как нижний (миндельский) горизонт суглинков (Попов, 1947), горизонт уплотнения суглинков (Родзянко, 1947), делювий скифских глин (Горецкий, 1957), а в Предкавказье как софиевский горизонт (Лупарев, 1957).

Среднечетвертичные желто-бурые лёссовидные суглинки повсеместно распространены на водораздельных возвышенностях и их склонах, а также на чаудинской (V), верхнебакинской (IV) и древнеэвксинской (III) террасах и их аллювиальных аналогах. На нижних (I и II) надпойменных террасах рек бассейна Нижнего Дона они отсутствуют. Эта толща суглинков обычно подразделяется на две части, каждая из которых начинается погребенной почвой.

Нижняя, ливинская (ивановская), погребенная почва черноземного типа развита на красно-бурых и других уплотненных суглинках и глинах. Она хорошо известна на обоих берегах Таганрогского залива (села Семибалки, Платово и др.). На Ергенях, Доно-Сальском и Сало-Маньчском водоразделах и правобережье р. Дона она вскрывается главным образом буровыми скважинами (Попов, 1947; Родзянко, 1947) и иногда принималась за одинцовскую (бессергеновскую) погребенную почву (Горецкий, 1957).

Выше залегают днепровские лёссовидные суглинки, которые помимо водоразделов, V и IV террас представлены также и в основании разрезов суглинков древнеэвксинской (III) террасы и ее аллювиальных аналогов. Только на III террасе р. Дона они замещены пачкой перигляци-

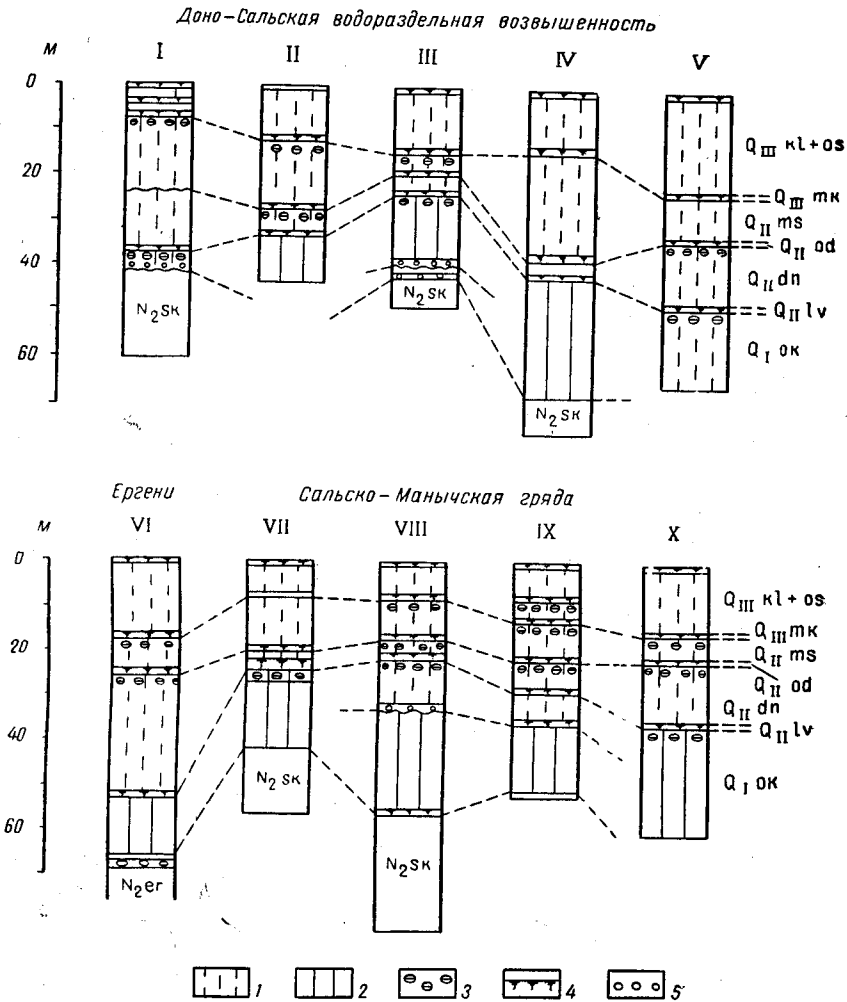


Рис. 70. Схематические разрезы лёссовидных, красно-бурых и других суглинков (по данным скважин)

1 — суглинки лёссовидные; 2 — суглинки; 3 — известковистые конкреции; 4 — погребенные почвы; 5 — гравий и щебень. Горизонты: Q_{III}kl+os — калининский и ошатовский; Q_{III}mk — микулинский; Q_{II}ms — московский; Q_{II}od — одинцовский; Q_{II}dn — днепровский; Q_{II}lv — лихвинский; Q_Iok — окский; N₂sk — скифских глин; N₂er — ергенинская свита

Разрезы: I — севернее хутора Верхне-Жирова; II — северо-западнее станции Семичной; III — хутор Золотой; IV — северо-западнее с. Атамановки; V — южнее хутора Карачева; VI — вблизи с. Богородского; VII — у хутора Коврина; VIII — вблизи станции Двойной; IX — вблизи хутора Веселого; X — вблизи хутора Подгорного

альных песков того же возраста (станции Камышевская — Николаевская).

Одинцовская погребенная почва каштанового или черноземного типа является обычно нижней в покровных суглинках древнеэвксинской террасы (станция Бессергеновка и г. Таганрог) и отвечающей ей III надпойменной террасы правого берега р. Дона (станции Кумшацкая—

Николаевская) и р. Северского Донца (хутор Хрящевский), р. Западного Маныча и других притоков р. Дона. Прежде она часто принималась за миндель-рисскую погребенную почву. Единцовский ее возраст на древнеэвксинской террасе принимается теперь многими исследователями (Москвитин, 1950; Иванова, Праслов, 1963; Попов и др., 1964; Лебедева, 1965). На Ергенях и водоразделах между левыми притоками р. Дона эта погребенная почва залегает на глубине 15—35 м (чаще 20—25 м) и нередко размыва в присклоновых условиях.

Покрывающие ее суглинки времени московского оледенения на III (древнеэвксинской) террасе отличаются небольшой мощностью (1,5—2,5 м) и нередко выклиниваются.

В последнее время лихвинская погребенная почва указывается в основании покровных суглинков древнеэвксинской террасы западнее г. Таганрога, где она залегает на лиманных осадках, древнеэвксинский возраст которых, однако, не доказан. Если это подтвердится дальнейшими исследованиями, то нужно будет считать, что лихвинский возраст имеют не только морские, но и покрывающие их лиманные древнеэвксинские осадки. В отличие от древнеэвксинской (бессергеновской) террасы, разрез покровных суглинков беглицкой террасы (вблизи гирла Миусского лимана) начинается не с лихвинской, а с единцовской погребенной почвы, что указывает на ее более молодой возраст (Лебедева, 1965).

Верхнечетвертичные буровато- и палево-желтые лёссовидные суглинки распространены повсеместно, кроме I террасы и поймы. Они отличаются наиболее выраженным лёссовидным обликом, с чем связаны их просадочные свойства. Иногда встречаются прослой настоящего лёсса. В их основании почти всюду прослеживается микулинская черноземная почва, являющаяся маркирующим горизонтом в лёссовидных суглинках Приазовья, Нижнего Дона и Среднего Дона. На водораздельных возвышенностях, V и IV террасах она залегает на глубине 8—22 м (чаще 10—15 м), на III террасе — обычно не выше 5—10 м (см. рис. 70).

С микулинской погребенной почвой в Северном Приазовье связаны находки нуклеусов эпохи раннего мустье (Иванова, Праслов, 1963; Лебедева, 1965). К поверхности этой же погребенной почвы приурочена известная Волгоградская мустьерская стоянка (Москвитин, 1962). В подстилающих ее суглинках на правом берегу р. Дона (бассейны рек Кумшака и Кагальника) обнаружен прослой вулканического пепла (Попов, 1947).

Лёссовидные суглинки, залегающие выше микулинской погребенной почвы, относятся ко времени калининского и осташковского оледенений. Они содержат слабовыраженную, на водоразделах и склонах чаще размывтую, молого-шексинскую погребенную почву. А. И. Москвитин (1965) приводит такую же датировку обеих погребенных почв Ергеней и их западных склонов.

Молого-шексинская погребенная почва в разрезах древнеэвксинской террасы Северного Приазовья уже давно известна как «интерстадиальная», или «типа бурозема». Аналогичная почва прослеживается в основании суглинков (8—12 м), покрывающих II надпойменную террасу рек Дона, Сала и Западного Маныча, где она развита на гудиловских (ательских) озерных слоях и их аллювиальных аналогах.

Голоценовые суглинки предсклоновых делювиальных шлейфов местами погребают современную почву на Приволжской возвышенности и в восточных районах бассейна р. Дона. Распространение их велико.

Лёссовидные суглинки используются как сырье для кирпичного и керамического производства и содержат повсеместно распространенные грунтовые воды, служащие для водоснабжения колхозов и совхозов.

Ледниковая область (Донской ледниковый язык)*

Изучение четвертичных отложений в пределах Донского ледникового языка, начатое И. Ф. Синцовым и А. В. Павловым, было продолжено уже гораздо позже В. И. Крокосом, М. Н. Грищенко, Д. М. Коненковым, А. С. Рябченковым, М. И. Лопатниковым и другими исследователями. Главное внимание уделялось ледниковым отложениям. Сравнительно хорошо изучены золотые пески нижних (боровых) надпойменных террас, а также покровные суглинки и глины, но последние — главным образом на смежных территориях Воронежской области (Крокос, 1937; Казаков, 1939; Грищенко, 1961а, б; Островский, 1962). Наименее известна стратиграфия аллювиальных отложений. Нижнечетвертичные отложения на рассматриваемой площади не установлены.

Ледниковые отложения представлены основной и конечной моренами и сопровождающими их флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и солифлюкционными образованиями времени днепровского оледенения.

Основная морена распространена в бассейне р. Хопра (Калачская возвышенность и Окско-Донская низменность) и на правом берегу р. Медведицы (западные склоны Приволжской возвышенности). Морена покрывает водоразделы и их склоны. Однако на склонах многих водоразделов она сильно размываема и прежнее сплошное распространение морены устанавливается по присутствию на поверхности мелких и крупных (до 1,5—2 м) валунов кристаллических пород. Менее развиты ледниковые отложения также и на высоком правом склоне долины р. Хопра. Морена слагает цоколь IV террасы р. Хопра, но обычно полностью размываема в пределах более низких террас и пойм рек Хопра, Бузулука и Медведицы.

Основная морена сложена валунными глинами и суглинками. Содержание обломочного материала составляет 35—55%. Среди валунов преобладают мелкие (до 0,3 м) и средние (0,3—0,5 м); крупные валуны (до 1,5—2 м) встречаются редко. Наиболее распространены валуны местных осадочных пород. Валуны достоверно из финляндских пород не встречены, а присутствуют валуны карельских пород: шокшинских кварцитов, диабазовых туфов, палеоандезитов, диоритов, амфиболитов, онежских гранитов, ладожских рапакиви и каменноугольных известняков (Чирвинский, 1925; Яковлев, 1956). Помимо валунов, в морене встречаются линзы (до 2 м) косослоистых валунных песков, отложенные внутриледниковыми потоками.

Валунные суглинки и глины нижней части морены, выполняющей наиболее пониженные участки доледникового рельефа, имеют серую, зеленовато-серую и темно-серую окраску. Они отличаются также присутствием многочисленных трещин вымораживания и большей выветрелостью валунов (Островский, 1962).

Верхняя часть морены сложена желтовато-бурыми, желтовато-серыми, реже красновато-бурыми валунными суглинками и глинами. Морена этого типа распространена до абсолютных отметок 200—220 м и иногда залегает непосредственно на дочетвертичных породах, тогда как «серая» морена не превышает 110—120 м абсолютной высоты. К до-

* Эта часть раздела написана с участием Ю. Ф. Белова и Н. П. Терещенко.

лине р. Хопра морена в целом снижается до абсолютных отметок 70—90 м и достигает здесь наибольшей мощности (20—22 м). Обычная мощность морены составляет 5—10 м. По-видимому, основная масса льда продвигалась по долинам доледниковых рек.

Большинство исследователей считают, что морена отложена одним ледником (Крокос, 1937); при этом допускается, что нижняя ее часть является поддонной мореной наступавшего ледника, тогда как верхняя — основной (Трофимов, 1950) или поверхностной (Рябченко, 1956) мореной. По Н. И. Дмитриеву (1948) днепровско-донское оледенение имело две стадии: первая из них была наибольшей в бассейнах рек Дона и Волги, тогда как вторая — в бассейне р. Днепра, что, однако, совершенно не доказано. Возможно также, что особенности верхней части морены обусловлены, по крайней мере отчасти, процессами выветривания (Яковлев, 1956).

Конечная морена Донского ледникового языка известна по правому берегу р. Медведицы в районе г. Михайловска и вблизи устья р. Терсы, на правом берегу р. Хопра около станицы Слащевской, а также на водоразделе между правыми притоками р. Хопра (р. Акишевка и др.) и левыми притоками р. Дона. Отложения сильно разрушенной морены образуют линейно расположенные невысокие (до 10 м) холмы, усеянные валунами кристаллических пород. Сами же холмы сложены зеленовато-серыми и красновато-бурыми моренными суглинками с небольшим содержанием валунов (Трофимов, 1950).

Флювиогляциальные подморенные отложения представлены светло-серыми разнородными и грубозернистыми песками (до 40 м) с косой, реже горизонтальной слоистостью. Пески местами замещаются гравием и содержат линзовидные прослои галечника, состоящего из угловатых и хорошо окатанных галек кристаллических пород (сообщение Н. А. Васильевой). Встречаются прослои (до 2—3 м) серых и зеленовато-серых озерных глин. Эти отложения широко распространены по левобережью р. Хопра и по правому берегу р. Бузулука (хутор Поклонский). Они залегают на озерно-ледниковых и солифлюкционных образованиях.

Надморенные флювиогляциальные отложения времени сокращения Донского ледникового языка известны на междуречье Хопер — Кардаил, в верховьях р. Кумылги и в долине р. Дона в районе станицы Казанской (Островский, 1962). Они сложены светло-серыми и желто-бурыми разнородными песками (до 20 м) с косой и горизонтальной слоистостью, валунами и гальками кристаллических и местных осадочных пород. В основании пески иногда переходят в галечники (до 8 м). На флювиогляциальных песках или непосредственно на морене залегают покровные суглинки и глины.

Озерно-ледниковые и солифлюкционные подморенные отложения сложены зеленовато-серыми и коричневатобурыми глинами (до 22 м) с щебнем осадочных и реже кристаллических пород, мелкими кварцевыми зернами и марганцево-железистыми оолитами. Изредка встречаются линзы супесей и глинистых песков. В этой же толще обнаружены типичные озерные глины с тонкой горизонтальной слоистостью и лимнофильными моллюсками, но для большей ее части характерны структуры обтекания и взмучивания, свойственные солифлюкционным образованиям (Островский, 1962). По палинологическим данным Е. Н. Анановой, эти отложения относятся во времени начала днепровского оледенения. Подморенные глины такого типа распространены между реками Хопром и Кардаилом, на правом берегу р. Хопра, в верховьях рек Маниной и Тишанки, а также в бассейне

р. Бузулука. Они залегают на лихвинских аллювиальных песках, но чаще на дочетвертичных породах.

В отличие от Днепровского ледникового языка подморенные лёссовидные суглинки здесь не обнаружены.

Аллювиальные отложения среднечетвертичного (лихвинского) возраста погребены под мореной Донского ледникового языка. Последнепровские средне- и верхнечетвертичные аллювиальные осадки слагают три надпойменные и пойменную террасы р. Дона и его притоков.

В погребенной долине р. Дона, вблизи станицы Казанской, в основании аллювия, на глубине до 40 м ниже уровня реки, обнаружены валунно-галечные отложения (свыше 10 м), содержащие валуны гранитов, диабазов и известняков, сцементированные глиной. По аналогии с районом г. Воронежа (Лопатников, 1961), возможно, что эти отложения, находящиеся значительно южнее конечноморенных гряд, относятся ко времени более древнего (березинского или окского) оледенения.

Среднечетвертичные лихвинские аллювиальные отложения хорошо изучены по правому берегу р. Хопра у г. Новохоперска. Здесь, по М. Н. Грищенко (1961б), непосредственно под мореной, а по М. И. Лопатникову (1961), ниже подстилающих ее озерно-ледниковых глин залегают толща (8—12 м) аллювиальных косослоистых песков с характерными древнеэвксинскими *Viviparus diluvianus* Kunth., *V. sinzovi tenuissimus* (Sinz.), *V. tiraspolitanus conoidangustus* (Pavl.), *V. achatinaformis* sp. nov., *V. sokolovi* Pavl. и др. (определения Г. И. Попова). В основании разреза выходят темноцветные глины (более 3 м) с прослоями песков, торфа и растительного детрита. Флора этих глин, по палеокарпологическим данным П. А. Никитина и П. И. Дорофеева (1953), содержит следующие виды, указывающие на межледниковые условия: *Azolla interglacialica* Nik., *Salvinia natans* All., *Stratoides aloides* L., *Potamogeton* cf. *malainus* Miq., *P.* cf. *asiaticus* A. Benn. и др. В отличие от типичной лихвинской и сходной с ней древнеэвксинской межледниковых флор здесь присутствуют и такие холодолюбивые арктическо-альпийские виды, как *Selaginella selaginoides* (L.) Lk., *Larix* sp. и *Betula nana* L. Последние, если они не переотложены, могут указывать на более позднюю фазу лихвинского межледниковья. По спорово-пыльцевым данным М. П. Гричук, в это время господствовала лесная растительность из сосны и березы с примесью ели и пихты; из широколиственных пород отмечена пыльца дуба, липы, бука, вяза и тисса. Глины подстилаются песками (25—30 м) с аналогичными спорово-пыльцевыми спектрами (сообщение М. Н. Грищенко).

Для верхней подморенной части разреза отмечено обеднение лесов и выпадение из их состава широколиственных пород (Лопатников, 1961). Аллювиальные отложения лихвинского возраста, залегающие под мореной, обнаружены помимо этого в долине р. Бузулука у хутора Карповского (сообщение В. И. Курлаева) и вскрыты скважинами на левом берегу р. Хопра вблизи г. Михайловска и хутора Бесплемяновского, а также в бассейне р. Бузулука (г. Новоаннинский) и р. Медведицы (хутор Орловский). Они сложены светло-серыми и желтовато-серыми песками (18—35 м).

Аллювиальные отложения рек Хопра и Медведицы, образовавшиеся после днепровского оледенения, принадлежат трем надпойменным террасам: III, II и I, соответственно высотой до 60—70; 20—30 и 10—15 м. Положение речных долин было унаследовано от доледникового времени.

Аллювиальные отложения III террасы р. Хопра выше устья р. Бузулука представлены толщей серых и желтовато-серых мелко и тонкозернистых песков (до 30 м), в основании разномзернистых и с гальками осадочных и кристаллических пород, а в верхней части с линзами старичных глин. Эти отложения залегают с размывом на днепровских ледниковых и лихвинских аллювиальных образованиях (рис. 71). В бассейне р. Медведицы III надпойменная терраса имеет сходный с отложениями р. Хопра литологический состав аллювия (до 16 м), залегающего выше морены или прислоненного к ней. Среди аллювиальных песков имеются линзы торфяников. Находка в аллювии

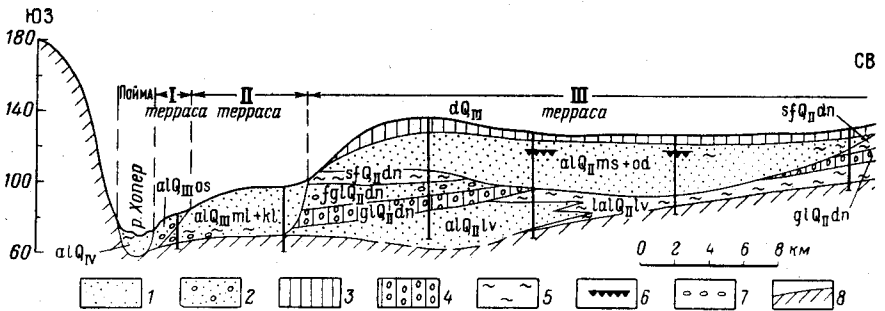


Рис. 71. Схематический геологический профиль долины р. Хопра у станции Михайловской (по Ю. Ф. Белову и Н. П. Терещенко)

1 — пески; 2 — пески с гравием и гальками; 3 — суглинки; 4 — суглинки моренные; 5 — глины; 6 — погребенные почвы; 7 — гравий и галька; 8 — дочетвертичные породы; отложения: alQ_{IV} — аллювий поймы; alQ_{I} — аллювий I террасы; $alQ_{II}ml+kl$ — аллювий II террасы; dQ_{III} — покровные суглинки; $alQ_{III}ms+od$ — аллювий III террасы; $glQ_{II}dp$ — морена днепровского оледенения; $fglQ_{II}dp$ — флювиогляциальные; $slQ_{II}dp$ — солифлюкционные; $alQ_{II}lv$ — лихвинские аллювиальные; $laQ_{II}lv$ — лихвинские озерно-аллювиальные

этой террасы у станции Арчединской *Coelodonta antiquitatis* (Blum), по заключению В. И. Громова, свидетельствует об его среднечетвертичном возрасте.

Судить о возрасте этой террасы все же очень трудно. Так как более древняя IV терраса, по А. И. Москвитину (1965), в смежных районах Воронежской области была образована еще флювиогляциальным стоком во время таяния днепровского ледника, а отложения II террасы в нижней их части имеют микулинский возраст (Лопатников, 1961; Москвитин, 1965), то наиболее вероятно, что III терраса является одицовско-московской. Во внеледниковой области р. Дона III надпойменная терраса имеет более сложное строение. Аналогичные выше аллювиальных осадков залегают здесь на перигляциальных песках, замещающих морену Донского ледникового языка. Последние подстилаются древнеэвксинскими (лихвинскими) аллювиальными отложениями.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения слагают II и I террасы рек Хопра, Медведицы и их притоков. В пределах Донского ледникового языка II терраса развита повсеместно и выражена наиболее отчетливо.

Аллювиальные отложения II террасы среднего течения р. Хопра, как и в бассейне Нижнего Дона, подразделяются на две свиты, каждая из которых в нижней части сложена песками русловой фации, а в верхней — пойменными и старичными глинами. Основание нижней свиты находится на глубине 5—10 м ниже уровня реки. Темноцветные глины верхней части этой свиты, нередко с линзами торфа, погребенной поч-

вой и следами мерзлотных деформаций обнажаются до высоты 5—7 м над рекой. Спорово-пыльцевые исследования этих глин из разреза II террасы у станицы Слащевской свидетельствуют о значительной обле-сенности местности. Помимо преобладающей пыльцы сосны присутст-вует пыльца пихты и ели — типичных представителей лесной зоны. Пыльца широколиственных пород почти полностью отсутствует. М. И. Лопатников (1961) относит эту флору к заключительной фазе развития лесов микулинского межледниковья.

Залегающие выше пески верхней свиты у станицы Слащевской ха-рактеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на рез-кое остужение местности, и отвечают времени валдайского оледене-ния (Лопатников, 1961) или точнее, калининского оледенения. Эти выводы хорошо согласуются с данными по Нижнему Дону, где аллю-виальные отложения II террасы имеют карангатско-гирканский и атель-ский возраст. Общая мощность аллювиальных отложений II террасы р. Хопра составляет 30—40 м.

Первая надпойменная терраса хорошо выражена морфологически, но менее распространена, чем вторая. В долине р. Хопра она сложена мелкозернистыми песками, кверху обычно переходящими в суглинки и глины. В бассейне р. Медведицы пойменная и старичная фации бо-лее развиты. Основание аллювиальных отложений находится на уровне подошвы осадков II террасы или немного выше. Мощность отложений составляет 20—30 м.

В нижнем течении р. Дона аллювий I террасы имеет сурожский возраст. По археологическим данным (поздний мадлен и, может быть, ранний азиль), формирование этой же террасы Среднего Дона прихो-дится на конец валдайского оледенения (Лопатников, 1961) — ошаш-ковское ледниковое время.

Голоценовые аллювиальные отложения (до 10 м) пойменной тер-расы содержат в основании остатки неолитической культуры, а в верх-них горизонтах — многочисленные стоянки эпохи бронзы (Лопатников, 1961).

Золотые пески Хоперско-Бузулукского, Арчединского и других пес-чаных районов образуют дюны, барханы и частично закрепленные буг-ристые пески (кучугуры). Они распространены главным образом на II и I (боровых) террасах, где возникли еще в нем плейстоцене в ре-зультате дефляции аллювиальных отложений.

Покровные суглинки и глины широко распространены в пределах Донского ледникового языка, где они залегают на моренных и флювио-гляциальных отложениях, а в местах их отсутствия — на дочетвертич-ных породах.

Нижняя часть этих отложений (5—15 м) состоит из зеленовато-се-рых, темно-бурых, красновато-бурых и бурых глин и суглинков, часто известковистых и тонкослоистых. Встречаются линзы и прослои пес-ков и супесей, мелкие валунчики и щебень осадочных и кристалличе-ских пород, а также обломки раковин пресноводных моллюсков. В гли-нах наблюдаются текстуры обтекания и взмучивания, указывающие на солифлюкционные перемещения осадков (Островский, 1962). По-видимому, это главным образом озерные, частично, вероятно, элюви-ально-делювиальные отложения, относящиеся ко времени отступления днепровско-донского ледника. В их кровле прослеживается погребен-ная почва, по М. Н. Грищенко, одинцовского возраста.

К среднему горизонту относятся желто-бурые и светло-бурые из-вестковистые суглинки лёссовидного облика, но нередко с заметной тонкой слоистостью. Эта часть толщи, по-видимому, имеет московский возраст, а развитая на ней хорошо выраженная погребенная почва от-

носится к микулинскому межледниковью (Грищенко, 1961б; Островский, 1962).

Верхняя часть толщи (до 3—5 м), сложенная бурыми, желто-бурыми и темно-бурыми известковистыми, иногда слоистыми, суглинками, имеет калининский и ошастковский возраст.

Покровные суглинки и глины известны на водоразделе рек Медведицы и Бузулука и в приустьевой части р. Медведицы (Трофимов, 1950), на междуречье Хопер—Кардаил и на правобережье р. Хопра (Островский, 1962). На северном склоне Калачской возвышенности (Каменная степь) они наиболее полно изучены (Грищенко, 1961б). Общая их мощность не превышает 15—20 м.

Элювиальная гипотеза происхождения покровных суглинков и глин (Казаков, 1939) трудно применима, особенно в тех случаях, когда они залегают на флювиогляциальных песках (Яковлев, 1956). Наиболее вероятен их субаквальный, главным образом озерный, а в более высоких горизонтах делювиальный генезис.

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные трансгрессии Каспия и Черного моря были тесно связаны между собой. Для раннего и большей части среднего плейстоцена, когда Черноморский бассейн переживал каспийские (эвксинские) стадии развития, это признается всеми исследователями.

Обнаружение бакинских отложений в долине Западного Маныча и Нижнего Дона, а также характерных бакинских моллюсков в чаудинских отложениях не оставляет сомнений в их, если не синхронности, то по крайней мере близости по геологическому возрасту. Однако соотношения горизонтов (слоев), на которые подразделяются эти отложения, остаются неясными. Для чаудинских отложений Северного Приазовья наиболее вероятно сопоставление с верхнебакинскими осадками р. Западного Маныча. Сравнительно высокое их гипсометрическое положение в Северном Приазовье по сравнению с ниже- и верхнебакинскими отложениями р. Западного Маныча (Манычского прогиба) объясняется иной неотектонической обстановкой. Раннечетвертичный возраст чаудинских отложений Миусского лимана доказывается находкой *Archidiskodon wüsti*—характерного представителя тираспольского фаунистического комплекса.

Нижнебакинские слои Северного Прикаспия по палинологическим данным несут следы еще весьма холодных, временами более умеренных климатических условий начала межледниковья, тогда как верхнебакинские отложения характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами более типичного лесостепного, межледникового типа (Москвитин, 1962).

Палеокарпологическими исследованиями обнаружены в бакинских отложениях Северного Прикаспия широко распространенные в них теплолюбивые экзоты (Горецкий, 1966). Континентальные осадки этого времени в Северном Приазовье и на Нижнем Дону (красно-бурые и другие суглинки и глины, красноцветные почвы) также указывают на доледниковый возраст чаудинско-бакинских отложений.

Сопоставление ниже- и верхнебакинских отложений соответственно с древнеэвксинскими (лихвинскими) и узунларскими (одинцовскими) осадками (Москвитин, 1965) противоречит действительным соотношениям четвертичных отложений Манычского пролива.

Сопоставление древнеэвксинских отложений с нижнехазарскими, переходящих одни в другие у водораздела Западного Маныча и Восточного Маныча, основывается также и на биостратиграфических дан-

ных. На межледниковый возраст древнеэвксинских отложений указывают находки таких термофильных видов, как *Corbicula fluminalis* и особенно, *Melanopsis praerosa*, современный ареал распространения которого ограничивается Западным Закавказьем. Палеокарпологические данные также свидетельствуют об их лихвинском межледниковом возрасте (Дорофеев, 1958).

Трансгрессии Понто-Каспийского бассейна в период, когда он не сообщался со Средиземным морем, были вызваны уменьшением испарения в ледниковое время и особенно стоком талых ледниковых вод, сильно возросшим во вторую половину оледенения. По-видимому, не только черноморские, но и каспийские трансгрессии продолжались в межледниковое время. Регрессии могли начинаться раньше в Каспийском бассейне в связи с большей сухостью климата и более интенсивным испарением.

Нижнехазарские морские отложения Северного Прикаспия у с. Копановки и в районе г. Астрахани характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами степного типа, по мнению палинологов, указывающими на аридизацию климата (Гричук, 1954; Вронский, 1963). Однако выше по р. Волге, у с. Никольское, в косожских (нижнехазарских) отложениях были обнаружены остатки теплолюбивой, но лесной фауны с *Palaeoxodon antiquus meridionaloides*. Холодолобивые элементы в ней отсутствуют. Это фауна занимает промежуточное положение между тираспольским и хазарским фаунистическими комплексами и относится к миндель-рисскому (лихвинскому) времени. К этому же времени на юге европейской части СССР относится целый ряд месторождений, охарактеризованных древнеэвксинской фауной моллюсков и млекопитающих, преимущественно мелких (Громов и др., 1965).

Регрессии Понто-Каспийского бассейна начинались, вероятно, еще в межледниковье и были наиболее глубокими в первую половину оледенений. Сингильская регрессия в конце раннехазарского времени, по палеокарпологическим данным П. А. Никитина (1933) и П. И. Дорофеева (1956), характеризуется достаточно холодными, очень влажными климатическими условиями. Спорово-пыльцевые комплексы таежного и лесотундрового типа также указывают на оледенение севера (Гричук, 1954; Москвитин, 1962).

Аллювиальные аналоги древнеэвксинских отложений в пределах Донского ледникового языка (г. Новохоперск) подстилают морену днепровского оледенения. Они содержат термофильные древнеэвксинские моллюски и, очевидно, имеют лихвинский возраст. По Г. И. Горецкому (1966) нижнехазарская (верхнекривичская) аллювиальная свита р. Волги также перекрывается днепровской мореной в долинах рек Оки, Москвы и верховьев Волги. Поэтому наиболее вероятно сопоставление сингильских отложений с днепровским оледенением.

Последующая позднехазарская трансгрессия в Северном Прикаспии и одновременная ей ингрессия в долину Восточного Маныча и Западного Маныча может соответствовать узунларской трансгрессии или перерыву, отделяющему последнюю от карангатской. Представляется более вероятным сопоставление верхнехазарских отложений с узунларскими. Отсутствие средиземноморских элементов фауны в верхнехазарских отложениях Маныча и их вероятных аналогах в приустьевой части р. Дуная (Попов, Константинова, 1966) может объясняться сильным опреснением этих заливов узунларского бассейна.

Верхнехазарские аллювиальные отложения низовьев Волги у с. Черный Яр содержат *Mammuthus trogontherii* и другие представители хазарского фаунистического комплекса. Этот комплекс, выделенный В. И. Громовым (1948), относится к времени днепровского оледене-

ния. Таким образом, по крайней мере нижняя часть рассматриваемых отложений, содержащая остатки млекопитающих, имеет днепровский возраст. Позднехазарская трансгрессия, с которой связаны эти черноярские осадки, по принятой выше стратиграфической схеме (см. табл. 38), относится ко времени таяния льдов днепровского оледенения, но, возможно, продолжалась и в одицовское межледниковье.

В Северном Прикаспии остатки *Mammuthus trogontherii* занимают, по-видимому, аналогичное стратиграфическое положение. Они обнаружены в отложениях беглицкой террасы, более молодых, чем древнеэвксинские и отвечающие им нижнехазарские осадки. Представляется возможным, что беглицкие озерные или лиманные осадки имеют позднехазарский или узунларский возраст. Морские отложения этого времени неизвестны в Приазовье. Необходимо детальное изучение с применением бурения как этого местонахождения, так и стратотипических разрезов отложений с хазарской и «косожской» фаунами низовьев Волги (села Черный Яр и Никольское).

Со времени возникновения периодической связи Черного моря с океаном оледенениям Русской равнины соответствуют его опреснение и регрессии, а межледниковьям — осолонение и трансгрессии. Так как Каспийский бассейн, в большей своей части, находится в аридной зоне, то возможно, что его трансгрессии, стимулировавшиеся уменьшением испарения в ледниковые эпохи, опережали трансгрессии Черного моря.

Карангатские слои Манычского пролива залегают с перерывом на верхнехазарских осадках. В раннюю (максимальную) фазу трансгрессии Карангатский залив вступал в двустороннюю связь с гирканским бассейном, но расселению средиземноморских элементов фауны *Cardium edule* и др. воспрепятствовало сильное опреснение гирканского бассейна. Возникшее после этого опреснение Манычского пролива и расселение в нем каспийской (гирканской) фауны было прервано новой менее значительной ингрессией карангатских вод. Обе фазы карангатской трансгрессии известны на Керченском полуострове у с. Эльтиген (Федоров, 1963), но вторую из них нельзя приравнивать к сурожской трансгрессии Черного моря.

Карангатские отложения многие исследователи относят к рессюрмскому (микулинскому) межледниковью. Межледниковый (микулинский) возраст признается А. И. Москвитиным (1962, 1965) и за ветлянскими осадками, которые, по новым данным, являются не озерными, а морскими (солонатоводными) отложениями гирканского бассейна. Гирканские осадки, как было показано выше, синхронны карангатским. Помимо этого аллювиальные отложения II надпойменной террасы р. Волги, содержащие гирканские моллюски, стоят ближе к межледниковью, чем какие-либо другие отложения р. Волги (Москвитин, 1962). Однако переуглубление долины р. Западного Маныча, в которое ингрессировали карангатские воды, возникло, вероятно, в результате стока гирканских вод еще в конце московского оледенения.

Последующая регрессия обоих бассейнов отмечена в долине р. Маныча и приустьевой части р. Дона гудиловскими озерными осадками, а в Северном Прикаспии — ательскими слоями, отвечающими по времени калининскому оледенению. Спорово-пыльцевые комплексы ательских отложений характеризуются как степные или даже как тундрово-степные — перигляциальные (Москвитин, 1962).

Наибольшая в четвертичном периоде — раннехвалынская трансгрессия (45—50 м абс. высоты) была вызвана стоком талых вод, а также уменьшением испарения с поверхности бассейна во время сравнительно небольшого калининского оледенения. Это объясняется

условиями стока по Манычскому проливу, заполненному осадками в ательское (гудиловское) время (до 30 м и более абсолютной высоты). Отложения начальной фазы этой трансгрессии характеризуются в Нижнем Поволжье таежным комплексом пылицы, шоколадно-бурые глины — лесотундровым, а их верхи и регрессивные осадки — степными спорово-пыльцевыми спектрами (Гричук, 1954; Москвитин, 1962). Регрессия бассейна по этим данным относится уже к молодого-шекснинскому межледниковью. В юго-западной части Прикаспийской низменности в нижнехвалынских отложениях господствует пыльца травянистых растений, главным образом маревых и полыней (Вронский, 1963).

Абескунские отложения р. Западного Маныча относятся ко времени наивысшего стояния раннехвалынского бассейна и начала его стока по Манычской долине. Нижнехвалынские отложения I террасы рек Западного Маныча и Восточного Маныча сопоставляются уже с фазой регрессии этого бассейна и стабилизации его уровня на абс. отм. +20, +25 м и имеют молодого-шекснинский возраст. К этому же времени относится возникновение связи между раннехвалынским и сурожским бассейнами посредством пролива у станицы Пролетарской.

Позднетчетвертичные трансгрессии Черного моря — карангатская и сурожская — были разделены фазой регрессии моря, заселенного, вероятно, каспийской фауной гирканского типа. Ко времени этой регрессии в долине р. Западного Маныча относится гудиловская озерная фаза и последующее переуглубление долины до 20—25 м ниже уровня моря. В Каспийском бассейне в это время уже началась раннехвалынская трансгрессия. Эта фаза регрессии установлена в последнее время также и в речных долинах черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (Островский, 1966). Сурожский и раннехвалынский бассейны были последними сообщавшимися по Манычскому проливу.

Расчленение и корреляция морских четвертичных отложений должна основываться не только на биостратиграфических данных, но всегда достаточных для этой цели, но и на изучении и прослеживании перерывов в образовании морских осадков, представленных поверхностями размывов, лагунными, лиманными, озерными и другими континентальными образованиями. Проблема изучения этих перерывов, а также отложений регрессивных фаз, погребенных в донных осадках Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов, является одной из наиболее важных в настоящее время.

Аллювиальные отложения надпойменных террас в бассейне Нижнего и Среднего Дона принадлежат IV (бакинской), III (хазарской), II (карангатско-ательской) и I (сурожской, раннехвалынской) террасам. Возможно, что аллювий бакинского, как и хазарского, возраста принадлежит не одному, а двум геоморфологически не различающимся уровням.

Аллювиальные отложения III террасы подразделяются на две свиты — нижнюю — лихвинско-днепровскую и верхнюю — одинцовско-московскую. Формирование каждой из этих свит началось в межледниковье и закончилось в ледниковое время, что подтверждается присутствием термофильных моллюсков в нижней части рассматриваемых свит, тогда как в верхней их части они или вовсе отсутствуют или представлены только эвритермными видами. Помимо этого, лихвинский аллювий нижней свиты перекрывается мореной днепровского оледенения, которой во внеледниковой области отвечают перигляциальные осадки, слагающие верхнюю часть этой свиты. Нижняя свита переходит в морские и лиманные древнеэвксинские отложения.

В строении аллювия II террасы различаются две свиты нижняя из них — карангатско-гирканская относится ко времени микулинского

межледниковья, верхняя, связанная с ательской (гудиловской) озерной трансгрессией, имеет калининский возраст.

Аллювиальные отложения I террасы имеют молодого-шекснинский возраст, но формирование ее, по-видимому, закончилось во время ошашковского оледенения.

Перечисленные выше аллювиальные отложения, кроме верхней свиты III террасы, прослежены до перехода их в морские отложения Манычского пролива и залива. Верхняя (одинцовско-московская) свита, отвечающая, вероятно, позднехазарской или узунларской трансгрессии, известна только в пределах Донского ледникового языка и его пригляциальной зоны.

Образование уступов речных террас и долинных врезов сопоставляется с регрессиями моря и было, по-видимому, обусловлено резким увеличением стока во вторую половину ледниковых эпох.

Аллювиальные отложения надпойменных террас Нижней Волги слагают III (хазарскую), II (гирканскую) и I (верхнехвалынскую) террасы. Эти отложения III и II террас очень близки по возрасту к образованиям этих террас в бассейне Нижнего и Среднего Дона.

Аллювий III террасы здесь также подразделяется на две свиты: нижнюю (нижнехазарскую) и верхнюю (верхнехазарскую), прослеженные до их перехода в морские отложения Каспийского бассейна. Г. И. Горецкий (1966), исходящий из других данных, приходит к аналогичному определению возраста этих отложений, но относит их формирование ко времени регрессий ранне- и позднехазарского бассейнов. А. И. Москвитин (1962) нижнюю аллювиальную свиту относит ко времени I фазы, а верхнюю — к главной фазе днепровского оледенения. Исходя из соотношений аллювиальных отложений III террасы рек Дона и Волги с морскими осадками и мореной днепровского оледенения, более вероятен их лихвинско-днепровский и одинцовско-московский возраст. Позднехазарский (московский) возраст по А. И. Москвитину (1962) имеют аллювиальные отложения нижележащей террасы, которая не выделяется нами, Г. И. Горецким и всеми другими исследователями, изучавшими террасы Нижнего Поволжья.

Аллювиальные отложения II террасы сопоставляются с гирканскими (микулинскими) морскими отложениями, но частично, по-видимому, соответствуют ательско-ахтубинским (калининским) слоям. Непосредственные их соотношения с морскими отложениями не установлены. А. И. Москвитин (1962) образование II террасы связывает с калининским оледенением, допуская по отношению к этим, как и к более древним аллювиальным отложениям, что р. Волга успевала перерабатывать аллювий, отложенный ею в межледниковья. По Г. И. Горецкому II терраса имеет микулинский возраст.

Раннехвалынская трансгрессия перекрывала рассматриваемую нами территорию Нижнего Поволжья и поэтому I терраса р. Дона (нижнехвалынская, сурожская) не имеет аналога в этой части бассейна р. Волги. Формирование I террасы р. Волги по А. И. Москвитину закончилось во время ошашковского оледенения и позднехвалынской трансгрессии. В Черноморском бассейне в это время происходила новоэвксинская регрессия.

Г. И. Горецкий (1966) в отличие от изложенных выше представлений формирование аллювиальных свит р. Волги связывает с регрессивными фазами морских бассейнов Каспия, межледниковьями и крупными интерстадиалами. Схема подразделения и последовательность последних у Г. И. Горецкого во многом гипотетична и сильно отличается от общепринятых схем.

Проблема сопоставления аллювиальных отложений рек Дона и Волги с ледниковым и межледниковыми образованиями Русской равнины, а также с морскими осадками во многом неясна и требует дальнейших исследований.

Стратиграфическое расчленение лёссовых отложений бассейна р. Дона и Северо-Восточного Приазовья основывается на их соотношениях с морскими и аллювиальными осадками. Эти данные позволяют различать бакинскую (чаудинскую) свиту красно-бурых и других уплотненных суглинков и глин, хазарскую, ательскую и хвалынскую свиты лёссовидных суглинков. Каждая из этих свит начинается погребенной почвой (доледниковой, лихвинской, микулинской и молодого-шекснинской). Педостратиграфический метод расчленения лёссовых пород нуждается в дальнейшем совершенствовании.

МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Магматическая деятельность в пределах описываемой территории связана в основном с допалеозоем, девоном и концом палеозоя. Допалеозойский фундамент и палеозойский структурный этаж состоят в значительной мере из магматических образований.

Для рассматриваемой территории до сих пор не было разработано единой схемы магматизма. В данной работе приводится предварительная схема, составленная Г. И. Лебедько (табл. 39).

Допалеозойские магматические образования вскрыты в пределах Азовского выступа, Украинского щита и юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива. Характеристика выделенных магматических формаций приведена отдельно для данных структур, так как недостаток фактического материала не позволяет провести более или менее полную корреляцию допалеозойских образований этих двух структур.

МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ДОКЕМБРИЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АЗОВСКОГО ВЫСТУПА

Архей. Наиболее древними среди магматических пород Азовского выступа являются интрузии основных и ультраосновных пород. Последние были метаморфизованы вместе с гнейсовой серией архея и в настоящее время представлены пластовыми телами амфиболитов, приуроченными к гнейсам. Принадлежность амфиболитов к архею определяется главным образом по условиям залегания, позволяющим считать амфиболиты синтетектоническими телами по отношению к гнейсам. Указанные магматические породы относятся к доорогенной гипербазитовой формации.

По данным Л. А. Варданянца и А. Я. Дубинского (1959), ортоамфиболиты имеют гранобластовую структуру и следующий состав: плагиоклаз (андезин), роговая обманка, кварц, биотит; аксессуарные минералы: циркон, апатит, магнетит; вторичные — эпидот, серицит и вторичный биотит, развитый по роговой обманке. Первичной породой, за счет которой сформировались ортоамфиболиты, являются основные разновидности типа габбро (Варданянц и Дубинский, 1959).

Гранитоиды архея слагают южную часть центральной зоны купольной структуры Азовского выступа и отдельные участки в северной части выступа. Массивы гранитоидов локализованы в основном в пределах центральной зоны купола (область распространения их ограничена контурами облекающих пород нижнего протерозоя). В составе этой формации выделены плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты и гранодиориты с наложенной (как правило) микроклинизацией. Гранитоиды сформировались, по-видимому, в течение двух фаз. В первой фазе были образованы гранодиориты и плагиограниты, во второй — микроклин-плагиоклазовые граниты.

Для архейских гранитоидов характерны нечеткие контакты с вмещающими породами, развитие гнейсовых текстур, гранобластовых и

Таблица 39

Схема магматизма территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья

| Зоны | Тектоно-магматические этапы | Формации | Состав пород по районам | | |
|----------------------------|--------------------------------|---|---|---|--|
| | | | Азовского выступа | Юго-восточного склона Воронежского массива | Восточного Донбасса |
| Геосинклиальная | Верхне-каменноугольно-пермский | Синорогенная липарито-андезитовая группа формаций | Неизвестны | Неизвестны | Ортофиры, дацитовые порфиры, роговообманковые порфиры, палеоандезиты, лампрофиры |
| Платформенные | Девонский | Доорогенная трапповая | Неизвестны | Базальты Туфопесчаники | Неизвестны |
| | Верхнепротерозойский | Посторогенная гранитоидная | Лейкократовые граниты | Неизвестны | |
| Геосинклиальные | Нижнепротерозойский | Посторогенная гранитоидная | Аплитовидные и пегматоидные граниты | Аплитовидные и пегматоидные граниты | |
| | | Синорогенная гранитоидная | Микроклиновые граниты | Кварцевые диориты, гнейсогранодиориты, микроклинизированные плагиограниты | |
| | | Доорогенная основных пород | Метаморфизованные габброиды | Оливиновые габбро-нориты, габбро-диориты | |
| | Архейский | Синорогенная гранитоидная | Плагиоклазовые граниты и гнейсограниты, гранодиориты и их микроклинизированные разновидности, микроклинплагиоклазовые гнейсограниты | Плагиоклазовые граниты и гнейсограниты | |
| Доорогенная гипербазитовая | | Ортоамфиболиты | Ортоамфиболиты | | |

катакластических структур. Кроме того, часто наблюдаются взаимопереходы разных пород. Микроклинизированные разновидности плагиоклазовых гнейсо-гранитов и гранодиоритов отмечаются в виде отдельных участков вблизи более поздних микроклин-плагиоклазовых гнейсо-гранитов.

Все эти признаки позволяют считать гранитоиды синорогенными интрузиями. Последнее подтверждается также и особенностями их химизма. В большинстве случаев химический состав гранитоидов характеризуется резким преобладанием Na_2O над K_2O (табл. 40), что типично, по данным П. Эскола для синорогенных интрузий.

Плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты представляют собой огнейсованную и катаклазированную породу среднезернистого (до крупнозернистого) сложения. Окраска серая или темно-серая с зеленоватым и бурым оттенками. Текстура массивная, иногда гнейсовидная. Структура blastsгранитовая, сочетающаяся с гранобластовой. Последняя свойственна участкам развития вторичного кварца. Главные минералы: плагиоклаз (олигоклаз от № 13—14 до № 20), содержащийся в количестве 35—45%; кварц (25—35%); биотит (5—7%). Второстепенные минералы: хлорит, мусковит, эпидот, кальцит, микроклин. Изредка отмечаются сфен, циркон, апатит и магнетит.

Гранодиориты являются среднезернистой темно-зеленой породой с четко выделяющимися участками розоватых полевых шпатов. Темно-зеленый фон обусловлен скоплениями чешуек хлоритизированного биотита. Текстура массивная, гнейсовидная или слабополосчатая; структура гипидиоморфнозернистая, blastsгранитовая, иногда аплитовидная или псевдопорфировая. Главные минералы: плагиоклаз (30—35%), представленный олигоклазом от № 18—20 до № 26—28; кварц (20—23%); калиевый полевой шпат (5—7%) и биотит (15—18%), плеохроирующий в зеленовато-бурых тонах. Второстепенную роль играют мусковит, роговая обманка, эпидот и кальцит. Аксессуары минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рутилом, титаномагнетитом и пиритом.

Микроклинизированные разности гранодиоритов и плагиогранитов характеризуются темно-серым цветом и неравномерной зернистостью. Структура этих разностей гранобластовая, сочетающаяся с порфировидной, а иногда с реликтовой гипидиоморфнозернистой. Порфиробласты образованы преимущественно метасоматическим микроклином (до 10%).

Микроклин-плагиоклазовые гнейсо-граниты представляют собой породу серого или светло-серого цвета с розоватым, красноватым, желтоватым или зеленоватым оттенками. Сложение обычно среднезернистое, редко мелкозернистое или порфировидное. Текстура массивная, гнейсовидная, иногда полосчатая. Структура варьирует от гипидиоморфнозернистой и blastsгранитовой, иногда катаклазированной, до гранобластовой.

Породообразующие минералы гнейсо-гранитов представлены микроклином (25—35%), плагиоклазом (25—30%), кварцем (25—30%) и биотитом (до 10%). Плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10—12 и олигоклаз № 20—23) образует зерна таблитчатой формы. Кварц присутствует в виде волнистоугасающих зерен неправильной формы. Микроклин отличается наибольшим ксеноморфизмом. Биотит представлен пластинчато-таблитчатыми кристаллами, плеохроирующими в зеленых тонах. В породе содержатся также эпидот, мусковит, хлорит и кальцит. Аксессуары минералы — апатит, циркон, сфен и магнетит тесно ассоциируют с биотитом и хлоритом.

Химический состав (в %) допалеозойских пород Азовского выступа и их числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

| Компоненты | | | | | | | | | | | Число- вые харак- терис- тики | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 68,20 | 64,70 | 69,50 | 63,40 | 66,95 | 65,60 | 73,50 | 73,98 | 35,03 | 69,76 | <i>a</i> | 12,3 | 13,8 | 13,3 | 12,9 | 12,1 | 11,4 | 14,9 | 13,8 | 6,3 | 13,6 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,28 | 0,21 | 0,41 | 0,41 | 1,10 | 0,09 | 0,13 | 0,22 | 0,24 | <i>c</i> | 3,8 | 4,5 | 3,0 | 2,3 | 3,4 | 2,9 | 1,8 | 1,0 | 9,9 | 1,0 |
| Al ₂ O ₃ | 15,93 | 17,83 | 16,90 | 12,92 | 13,93 | 13,02 | 14,90 | 12,28 | 17,58 | 13,77 | <i>b</i> | 7,0 | 6,4 | 6,7 | 11,1 | 8,1 | 11,5 | 1,9 | 3,3 | 39,4 | 7,8 |
| Fe ₂ O | 1,78 | 1,43 | 0,89 | 0,56 | 3,36 | 3,57 | 1,36 | 0,56 | 1,54 | 1,04 | <i>s</i> | 76,9 | 75,3 | 7,7 | 73,7 | 76,4 | 74,2 | 81,4 | 81,9 | 44,4 | 77,6 |
| FeO | 2,30 | 1,80 | 1,14 | 3,91 | 2,01 | 3,31 | 0,22 | 1,91 | 6,25 | 1,50 | <i>a'</i> | 18,0 | 27,0 | 41,0 | — | — | — | — | — | 19,0 | 30,0 |
| MnO | Следы | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,09 | 0,11 | 0,05 | 0,05 | 0,16 | 0,10 | <i>f</i> | 52,0 | 41,0 | 29,0 | 38,0 | 61,0 | 57,0 | 72,0 | 67,0 | 20,0 | 45,0 |
| MgO | 1,26 | 1,37 | 1,23 | 1,39 | 1,01 | 1,76 | 0,25 | 0,13 | 12,85 | 1,23 | <i>m'</i> | 30,0 | 32,0 | 30,0 | 22,0 | 21,0 | 27,0 | 21,0 | 8,0 | 61,0 | 25,0 |
| CaO | 3,15 | 3,64 | 2,52 | 5,43 | 3,86 | 3,86 | 1,58 | 1,58 | 12,62 | 0,84 | <i>c'</i> | — | — | — | 40,0 | 18,0 | 16,0 | 7,0 | 25,0 | — | — |
| Na ₂ O | 4,56 | 4,74 | 4,70 | 5,07 | 4,29 | 4,40 | 4,11 | 4,35 | 2,55 | 2,93 | <i>n</i> | 80,0 | 80,0 | 76,0 | 88,0 | 79,0 | 84,0 | 59,0 | 67,0 | 99,0 | 46,0 |
| K ₂ O | 1,64 | 1,83 | 2,30 | 1,00 | 1,70 | 1,20 | 4,30 | 3,30 | 0,05 | 5,20 | <i>φ</i> | 21,4 | 17,0 | 12,0 | 5,0 | 36,0 | 28,0 | 62,0 | 16,0 | 4,0 | 11,1 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | — | — | 0,08 | 0,12 | 0,25 | 0,02 | 0,05 | Следы | — | <i>t</i> | 0,4 | 0,4 | 0,2 | 0,5 | 0,5 | 1,4 | 0,1 | 0,2 | 0,5 | 0,2 |
| SO ₃ | Следы | 0,28 | 0,31 | 0,28 | 0,10 | 0,40 | 0,05 | Следы | — | 1,82 | <i>Q</i> | 25,4 | 18,5 | 24,4 | 19,3 | 25,2 | 22,7 | 31,2 | 35,2 | 34,1 | 27,0 |
| П.п.п. | 0,50 | 2,60 | 1,20 | 5,18 | 2,01 | 0,58 | 0,54 | 1,48 | 10,73 | 3,06 | <i>a</i> | 3,2 | 3,0 | 4,4 | 5,6 | 3,6 | 3,9 | 8,3 | 13,8 | 0,6 | 13,6 |
| H ₂ O гигр. | 0,12 | — | — | 0,37 | 0,16 | 0,12 | 0,20 | 0,20 | 0,06 | — | <i>C</i> | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 100,03 | 100,56 | 100,96 | 100,06 | 100,0 | 99,28 | 101,17 | 100,0 | 99,44 | 101,49 | | | | | | | | | | | |

1 — плагиоклазовые граниты арhea, скв. 11, глубина 970—971 м; 2 — то же, скв. 22, глубина 2192—2202 м; 3 — то же, скв. 2-м, глубина 1190—1192 м; 4 — гранодиориты арhea, скв. 3, глубина 1116,8 м; 5 — то же, скв. 31, глубина 497,5 м; 6 — то же, скв. 33, глубина 588,3—590 м; 7 — гнейсо-гранит арhea, скв. 40, глубина 785 м; 8 — инъекционный мигматит, скв. 6, глубина 432 м; 9 — метаморфизованный габброид протерозоя, скв. Р-1п, глубина 1467 м; 10 — гранит верхнего протерозоя, скв. Р-1к, глубина 1454—1457 м.

Нижний протерозой. Доорогенная формация основных пород нижнего протерозоя объединяет на Азовском выступе породы основного и ультраосновного состава. Эти породы приурочены к зонам разломов, ограничивающим синклиналильные прогибы нижнего протерозоя. Для образований описываемой формации характерны интенсивные вторичные изменения и дислоцированность. Судя по геофизическим материалам и данным бурения, основные породы образуют полого наклоненные ($40-45^\circ$) пластовые тела, размеры которых в плане достигают нескольких километров, а мощность — нескольких сотен метров.

К нижнепротерозойским доорогенным интрузиям они относятся на основании приуроченности их к синклиналильным структурам нижнего протерозоя, дислоцированности и вторичных изменений, а также по аналогии с породами Украинского массива и территории КМА.

Метаморфизованные габброиды вскрыты на северо-востоке Азовского выступа и представляют собой зеленовато-серую породу массивной текстуры. Основная масса породы является мелкозернистой ($0,02-0,05$ мм) и сложена минералами группы эпидота и хлорита, по которым развиваются бластопорфировые выделения амфибола и альбита размером до $1,5$ мм. Структура габброидов гранобластовая, местами реликтовая (габбро-офитовая).

Метаморфизованные образования, подобные описанным, вскрыты на западе Азовского выступа, западнее г. Таганрога. Внешне они представляют собой зеленовато-серую тонкозернистую породу со сланцеватой текстурой, обусловленной чередованием тонких ($0,5-1,5$ см) прослоев, обогащенных биотитом и амфиболом, с прослоями, сложенными кварц-полевошпатовым материалом. Структура породы лепидогранобластовая. Главные минералы: актинолит, биотит и плагиоклаз. Второстепенную роль играет кварц, отмечаются также сфен и магнетит.

Синорогенная формация гранитоидов нижнего протерозоя распространена нешироко и представлена двумя массивами микроклиновых гранитов, расположенными на западе и на востоке Азовского выступа. Микроклиновые граниты также развиты в виде прожилков (мощностью $0,3-1,8$ м) в архейских гнейсах и гранитоидах. С этой формацией связан один из этапов гранитизации и мигматизации, широко проявившийся в архейских гранитоидах и обусловивший частичное, а иногда и полное «омоложение» пород архея.

Микроклиновые граниты, вскрытые на западе Азовского выступа, макроскопически представляют собой массивную породу. На ее общем сером фоне, созданном полевыми шпатами и кварцем, выделяются темные скопления биотита и амфибола. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Главные минералы: калиевый полевой шпат ($35-45\%$), кварц ($25-30\%$), плагиоклаз ($20-25\%$), щелочная роговая обманка ($10-15\%$), биотит ($5-7\%$). К второстепенным минералам относятся мусковит и кальцит, к аксессуарным — апатит, циркон, сфен, магнетит и гематит.

К описываемой формации относятся щелочные граниты, вскрытые на восточном склоне Азовского выступа. Их структура бластогранитовая. Наиболее идиоморфными являются цветные минералы, а среди силикатных минералов степень идиоморфизма убывает от плагиоклаза и микроклина к кварцу. Главные пороодообразующие минералы: кварц ($25-30\%$), микроклин ($35-40\%$), плагиоклаз ($15-20\%$); второстепенные биотит и мусковит. В незначительном количестве присутствуют апатит и хлорит, а из рудных встречен магнетит.

Посторогенная формация аплитовидных и пегматоидных гранитов представлена немногочисленными жильными образованиями аплитов и пегматоидных гранитов (мощностью $0,3-0,5$ м), пространственно

связанных с синорогенной формацией микроклиновых гранитов. Подобные образования на территории Большого Кривого Рога отнесены Г. И. Қаляевым (1965) к посторогенной формации. Аплиты и аплитовидные граниты мелкозернистые до тонкозернистых, огнейсованные. Их цвет светло-серый, иногда почти белый, на отдельных участках с розовато-желтым оттенком. Облик пород лейкократовый. Структура аплитовая или аплитовидная, местами бластогранитовая. Порода состоит из кварца (35—40%), альбит-олигоклаза (25—35%), калиевого полевого шпата (20—25%), биотита, а также акцессорных минералов: сфена, рутила, циркона и апатита.

Пегматоидные граниты представляют собой крупнокристаллическую, катаклазированную, светлую розовато-серую породу с пегматовой структурой, обусловленной своеобразным срастанием кварца и полевого шпата. Размеры отдельных кристаллов достигают 2,5 см. Главные породообразующие минералы: кварц, калиевый полевой шпат с хорошо выраженной микроклиновой решеткой и плагиоклаз, содержащиеся приблизительно в равных количествах. Порода часто разбита трещинами, выполненными вторичным кварцем, кальцитом и хлоритом (последний в ассоциации с окислами железа).

Верхний протерозой. К верхнему протерозою мы предварительно отнесли метасоматически измененные породы гранитного состава, приуроченные к мощным зонам разломов, которые заложены в протерозое. Абсолютный возраст указанных пород колеблется от 960 до 560 млн. лет, соответствуя платформенной стадии развития фундамента Восточно-Европейской платформы (Семененко, 1964).

В пределах Азовского выступа породы верхнего протерозоя вскрыты на южном склоне выступа (профильными скв. 4 и 27, а также скважинами Канеловской площади) и представлены лейкократовыми гранитами, залегающими обычно в толще гнейсов. Граниты мелко- и среднезернистые, серые или розоватые, разгнейсованные. Структура их гранобластовая, катаклазированная. Главные минералы: олигоклаз (30—35%), кварц (25—30%), микроклин (35—45%); второстепенные — хлорит, серицит, кальцит. Апатит, циркон и магнетит относятся к акцессорным.

Наиболее молодые лейкократовые граниты на территории Азовского выступа встречаются в пределах Канеловской площади. Макроскопически это среднезернистая до крупнозернистой, иногда порфириовидная порода, огнейсованная, розовато-серая с зеленоватым оттенком. Микроструктура гранобластовая с реликтами гипидиоморфнозернистой. Крупные (до 0,5 см) кристаллы кварца и плагиоклаза окружены более мелкими зернами этих же минералов, имеющих размер до 1 мм. Порода в значительной степени изменена вторичными процессами. Главные минералы: плагиоклаз (30—35%), кварц (25—30%), калиевый полевой шпат (25—30%); второстепенные — биотит, мусковит, серицит и карбонат. Акцессорные представлены апатитом, магнетитом, гематитом, цирконом и сфеном.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Архей (доорогенная формация). Древнейшие (среди известных здесь) породы магматического происхождения сформировались в верхнеархейской геосинклинальной зоне, по-видимому, до развития складкообразовательных движений. Эти породы являются производными основной магмы, но вследствие метаморфизма лишь в редких случаях сохранили реликты первичных минералов и структур, а также перво-

начальную форму залегания. В большинстве случаев доорогенные магматические породы преобразованы в различные по составу ортоамфиболиты. Данные породы встречены севернее станции Чертково (Ростовская область) и в пределах Волгоградского правобережья (Веселовская, 1963).

Наиболее распространены ортоамфиболиты роговообманкового состава, залегающие обычно в толще биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов в виде пластово-линзовидных тел различного размера. Ортоамфиболиты представляют собой очень плотную, массивную, средне- и крупнозернистую породу черного или зеленовато-черного цвета, состоящую в основном из амфибола и в меньшей степени из пироксена, который сохранился в виде реликтовых зерен среди основной амфиболовой массы. Структура амфиболитов лепидогранобластовая. Главные минералы: роговая обманка (30—35%), андезин (30—35%), биотит (10—15%), пироксен-диопсид (3—5%), иногда кварц (5—10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рутилом и рудными.

Учитывая наличие в ортоамфиболитах реликтов офитовой, габбро-офитовой и бластопорфировой структур и привлекая сведения о форме тел, условиях их залегания и о характере распределения ортоамфиболитов в разрезе, можно предположить, что они образовались в результате межпластового внедрения основной магмы. Относительный возраст доорогенной гипербазитовой формации устанавливается на основании того, что породы этой формации участвовали совместно с архейскими гнейсами в складкообразовании и подверглись расланцеванию и дроблению. Таким образом, измененные гипербазитовые образования являются наиболее древними среди известных магматических пород рассматриваемого района.

Окончание формирования доорогенных ультраосновных и основных пород определяется величиной 2075 млн. лет (по данным калий-аргонового метода). Судя по геофизическим материалам и результатам бурения, мощности тел ортоамфиболитов измеряются величинами порядка первых сотен метров, а размеры по простиранию — порядка первых километров. Углы падения пород описываемой формации колеблются от 45 до 55°.

Синорогенная формация гранитоидов архея включает существенно плагиоклазовые гранитоиды (как правило, с наложенной микроклинизацией), которые регионально распространены и слагают вместе с тесно связанными с ними гнейсами обширные зоны в пределах Волгоградского правобережья (Веселовская, 1963). Для плагиоклазовых гранитов и гнейсо-гранитов, слагающих данную формацию, обычно свойственны серый или розовато-серый цвет и слабополосчатая текстура. Структура пород гранобластовая, реже гипидиоморфнозернистая. Олигоклаз образует реликтовые таблитчатые зерна. Кварц представлен ксеноморфными и изометричными зернами с волнистым угасанием. Микроклин наблюдается в виде зерен, облекающих плагиоклаз, кварц и биотит. В незначительных количествах присутствуют мусковит, эпидот, кальцит.

Нижний протерозой. В развитии нижнепротерозойского магматизма устанавливается следующая последовательность. Наиболее древними из нижнепротерозойских магматических пород являются габбро, габбро-нориты и габбро-диориты (доорогенная формация), затем следуют кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты (синорогенная формация) и, наконец, аплитовидные и пегматоидные граниты (посторогенная формация).

Доорогенные породы нижнего протерозоя сопоставляются нами в возрастном отношении с доорогенными формациями михайловской серии КМА и метабазитовой серии Кривого Рога. Распространение основных интрузий в рассматриваемом районе неравномерное. Чаще всего они приурочены к зонам разломов в пределах нижнепротерозойских прогибов и вдоль границ блоковых структур.

Окончание формирования доорогенных основных пород определяется величиной 1870 млн. лет: таков возраст гранитных прожилков, секущих гипербазиты в Воронежской области (Египко, 1966). Возраст этих прожилков равен 1690 млн. лет.

Интрузии доорогенного комплекса представлены оливиновыми габбро-норитами, габбро-диоритами, диоритами и эпидибазами. Указанные интрузивы залегают, по-видимому, в виде полого наклоненных (под углами 35—40°) пластообразных залежей, которые образовались в условиях, приближающихся к гипабиссальным.

Судя по геофизическим материалам и данным бурения, тела основных пород вытягиваются по простиранию на 3—5 км, а мощность их достигает, по-видимому, несколько сотен метров.

Оливиновые габбро-нориты представляют собой крепкие, массивные, средне- и крупнозернистые породы с крупными (иногда до 5—8 мм) выделениями плагиоклазов. Цвет пород темно-серый с зеленоватым оттенком, а в выветрелой зоне — светлый зеленовато-серый. В свежих образцах габбро-норитов встречаются незначительные выделения сульфидов, а в несколько выветрелых разностях заметны скопления гидрогетита в виде небольших пятен. Текстура породы слабополосчатая, местами наблюдаются мелкие трещины, выполненные карбонатным материалом. Микроструктура габбро-офитовая, иногда офитовая.

В составе породы основную роль играют плагиоклаз № 64—70 (50%), оливин (15—20%), замещающийся минералами из группы боулингита — идингсита; гиперстен и бронзит (5—10%) и диопсид (25—30%). Отмечаются незначительные количества биотита, амфибола и хлорита. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом и пиритом.

Габбро-диориты и диориты внешне представляют собой плотные темно-серые среднезернистые породы. На общем темном фоне выделяются многочисленные прожилки микроклинизированных плагиоаплитов в виде светло-серых и розоватых полос и пятен. Контакты плагиоаплитов с вмещающими габбро-диоритами и диоритами четкие, но изредка отмечаются и постепенные взаимопереходы. В приконтактных участках наблюдаются таблитчатые выделения биотита размером до 3—5 см и реже — хорошо образованные кристаллы сфена величиной до 3—4 мм в поперечнике.

Реликтовая габбро-офитовая структура и минеральный состав габбро-норитов сохранились в немногочисленных участках, в меньшей степени метаморфизованных при внедрении плагиоаплитов. Такие участки сложены андезином (65—70%), гиперстеном и бронзитом (5—10%), диопсидом (5—10%), амфиболом (10—15%) и биотитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, пиритом и титаномагнетитом. Вблизи контакта с плагиоаплитами единственным цветным минералом иногда является биотит. Значительную роль в приконтактных изменениях играют процессы перекристаллизации, вследствие которых развиваются гранобластические структуры, плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом и кварцем, а цветные минералы — биотитом; появляются в повышенных количествах хорошо образованные кристаллы апатита и сфена.

К синорогенным гранитоидным интрузиям нижнепротерозойского возраста на юго-востоке Воронежского кристаллического массива отнесены плагиоклазовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, вскрытые в пределах Волгоградского правобережья (Веселовская, 1963), а также вблизи станицы Казанской (Ростовская область). Обычно эти породы слагают довольно крупные самостоятельные тела в нижнепротерозойских синклиналильных прогибах.

Абсолютный возраст нижнепротерозойских гранодиоритов составляет 1970 млн. лет. Для подобных пород в пределах КМА В. Д. Полищук (1964б) приводит величину 1950 млн. лет.

Гнейсо-гранодиориты макроскопически представляют собой мелкозернистую, серого или темно-серого цвета породу. Наблюдается неясная полосчатость, обусловленная повышенной концентрацией биотита в отдельных тонких прослойках. Структура породы гранобластовая с редким идиоморфизмом отдельных зерен плагиоклаза. Хотя в общем для нее не характерна единая ориентировка биотита и мусковита, однако на отдельных участках субпараллельная ориентировка этих минералов обуславливает наличие лепидогранобластовой структуры. Главные минералы: плагиоклаз (61—65%), кварц (12—15%) и мусковит (6%). Из акцессорных отмечаются циркон и апатит.

Кварцевые диориты в штуфе неравномернoзернистые, чаще среднезернистые, темно-серого цвета, массивные. Темный цвет обусловлен высоким содержанием кристаллов амфибола и лейт биотита (размеры тех и других не превышают обычно 3—5 мм). Структура породы гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках аллотриоморфнозернистая. Породообразующие минералы: плагиоклаз (55—60%), биотит (18—20%), роговая обманка (8—12%) и кварц (5—10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и магнетитом.

Микроклинизированные плагиограниты внешне представляют собой средне-мелкозернистую породу светло-серого цвета. Текстура отчетливо гнейсовидная. В общей массе наблюдаются небольшие пегматоидные прожилки с крупными (до 10—15 мм) кристаллами мусковита. Микроструктура породы бластогранитовая. Главные минералы: олигоклаз (45%), кварц (40%), биотит (5%); второстепенные — калиевый полевой шпат, мусковит, серицит, кальцит, карбонат, хлорит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен и магнетит.

Посторогенная формация аплитовидных и пегматоидных гранитов включает розовые, а также розовато-серые аплиты и пегматоидные микроклиновые граниты. Возраст аплитов и гранитов явно послекурский, так как они залегают в виде жил, секущих образования верхней свиты курской серии и интрузивные основные породы нижнего протерозоя. Жильные розовые аплито-пегматоидные породы существенно микроклинового состава, наблюдающиеся в толще архея, также относятся к этой формации. Мощность жил не превышает 3—5 м, углы падения невелики (25—35°).

Аплиты и аплитовидные граниты встречены в районе станицы Казанской. Структура аплитовая, реже бластогранитовая, а иногда порфиоровая, что обусловлено включениями крупных зерен кварца. Широко развиты мирмекитовые выделения кварца в плагиоклазе. Для существенно микроклиновых разновидностей также характерно наличие мелкозернистого вторичного кварца.

Пегматоидные граниты макроскопически крупнозернистые розовато-серые. Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами пегматоидная. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит и мусковит.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Для характеристики химического состава допалеозойских магматических пород приведены результаты химических анализов и числовые характеристики, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого (табл. 40, 41).

В схеме классификации химических составов, по А. Н. Заварицкому, плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты Азовского выступа относятся к пересыщенным кремнеземом породам. Кроме того, они в значительной степени пересыщены и глиноземом, что связано с преобладанием в составе плагиогранитов полевых шпатов и с наличием слюд.

Гранодиориты характеризуются колебаниями относительных количеств кремнекислоты и фемических компонентов, а также нормальным составом (в отличие от плагиогранитов). По степени насыщенности кремнекислотой и щелочами гранодиориты близки к плагиогранитам. От последних гранодиориты, кроме нормального состава, отличаются также значительно большей величиной характеристики b , меняющейся от 8,1 до 11,5 у гранодиоритов и от 6,4 до 7,0 у плагиоклазовых гранитов. Величины анортитовой составляющей в гранодиоритах и в плагиоклазовых гранитах близки друг к другу. Обращает на себя внимание постоянно повышенное содержание титана в гранодиоритах, что связано с наличием ильменита и рутила. Для гранодиоритов характерны колебания количеств основных компонентов фемической части породы, выражающиеся в изменении характеристик f' и c' , в то время как содержание магния меняется незначительно. В целом железистые компоненты преобладают в составе цветных минералов.

Граниты и гнейсо-граниты, как и инъекционный субстрат мигматитов, являются наиболее кислыми образованиями среди допалеозойских пород Азовского выступа. Они относятся к пересыщенным кремнеземом породам и обогащены щелочами ($a : c > 8$). В гранитах и гнейсогранитах содержатся приблизительно равные количества натрия и калия. Они характеризуются небольшой величиной анортитовой составляющей ($c > 2$). Величина b также весьма мала (колеблется от 1,9 до 3,3), причем большая ее часть приходится на железистую составляющую. Резко меняющиеся характеристики m' и c' указывают на переменное содержание магния и кальция в цветных минералах.

Химические составы верхнепротерозойских и архейских гранитов во многом сходны: в отношении пересыщенности глиноземом (a' равно 30); подчиненной роли магния в составе железо-магнезиальных компонентов, щелочности, но различаются по известковистости алюмосиликатной части породы (для верхнепротерозойских гранитов c равно единице). Кроме того, в составе верхнепротерозойских гранитоидов калий преобладает над натрием (n равно 46). Это связано, очевидно, с калиевым метасоматозом. Напротив, для плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов архея в общем характерно значительное преобладание натрия над калием.

При изучении развития нижнепротерозойского магматизма юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива установлено, что основные породы (оливиновые габбро-нориты) сменились во времени средними (диоритами и габбро-диоритами), а затем кислыми (аплитовидными и пегматоидными гранитами).

Интересная зависимость выявлена для оливиновых габбро-норитов: с глубиной резко возрастает величина характеристики b , выражающая обогащенность пород фемическими компонентами. Среди последних

Таблица 41

Химический состав (в %) протерозойских пород юго-востока Воронежской антеклизы и их числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | Числовые характеристики | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | |
|--------------------------------|------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------------------------|-------|----------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| | SiO ₂ | 48,59 | 48,11 | 43,64 | 54,92 | 59,05 | 55,90 | 67,74 | 77,58 | | 72,54 | <i>a</i> | 5,4 | 5,0 | 2,1 | 4,6 | 12,6 | 10,4 | 10,2 | 8,4 |
| TiO ₂ | 0,33 | 0,27 | 0,30 | 0,86 | 0,78 | 0,88 | 0,41 | 0,11 | — | <i>c</i> | 8,8 | 7,2 | 8,4 | 3,3 | 3,8 | 5,4 | 3,2 | 2,6 | 0,1 | |
| Al ₂ O ₃ | 16,5 | 14,31 | 13,80 | 15,20 | 15,20 | 17,43 | 14,26 | 10,97 | 14,05 | <i>b</i> | 28,1 | 32,0 | 38,1 | 23,3 | 16,5 | 16,9 | 10,3 | 3,0 | 2,2 | |
| Fe ₂ O ₃ | 5,05 | 7,31 | 8,86 | 7,76 | 3,39 | 5,46 | 1,81 | 0,82 | 1,36 | <i>s</i> | 57,7 | 55,8 | 51,4 | 68,8 | 67,1 | 67,3 | 76,3 | 86,0 | 79,7 | |
| FeO | 2,93 | 2,87 | 3,86 | 3,02 | 5,25 | 1,71 | 3,00 | 1,44 | 0,14 | <i>a'</i> | — | — | — | — | — | 20 | 7 | — | — | |
| MnO | 0,09 | 0,12 | 0,17 | 0,14 | 0,11 | 0,07 | 0,03 | Следы | — | <i>f'</i> | 26,0 | 28,8 | 31,0 | 30 | 47 | 39 | 45 | 40 | 57 | |
| MgO | 7,97 | 9,57 | 14,31 | 5,17 | 4,28 | 3,87 | 2,74 | 0,76 | 0,25 | <i>m'</i> | 50,0 | 51,6 | 66 | 41 | 44 | 41 | 48 | 42 | 20 | |
| CaO | 12,16 | 10,86 | 7,60 | 7,55 | 4,91 | 5,85 | 2,30 | 2,98 | 0,44 | <i>e'</i> | 24,0 | 19,6 | 3,0 | 29 | 9 | — | — | 18 | 23 | |
| Na ₂ O | 2,21 | 2,07 | 0,90 | 3,24 | 4,16 | 2,52 | 3,34 | 3,36 | 2,83 | <i>n</i> | 92,0 | 94,4 | — | 84 | 72 | 56 | 60 | 89 | 33 | |
| K ₂ O | 0,29 | 0,17 | | 0,95 | 2,47 | 3,01 | 2,82 | 0,67 | 8,64 | <i>φ</i> | 16,0 | 20 | 20,7 | 15,3 | 13,2 | 30 | 15 | 25 | 53 | |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | 0,53 | 0,26 | 0,15 | 0,23 | 0,06 | — | <i>t</i> | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 1,2 | 1,0 | 1,0 | 0,4 | 0,1 | — | |
| SO ₃ | 0,92 | 0,48 | Следы | 0,25 | Следы | 0,34 | 0,29 | Следы | — | <i>Q</i> | —4,2 | —5,6 | —9,8 | 25,1 | 5,2 | 14,4 | 23,1 | 52,6 | 23,3 | |
| П.п.п. | 2,40 | 1,76 | 3,41 | 0,46 | 0,48 | 2,24 | 1,08 | 0,42 | — | <i>a</i> | 0,6 | 0,7 | 0,25 | 1,4 | 3,3 | 2,0 | 3,2 | 3,2 | 180 | |
| H ₂ O гигр. | 1,98 | 1,84 | 3,13 | 0,35 | 0,14 | 0,12 | 0,12 | 0,24 | — | <i>c</i> | | | | | | | | | | |
| С у м м а | 101,42 | 99,74 | 99,98 | 100,40 | 100,48 | 99,55 | 100,17 | 99,41 | 100,25 | | | | | | | | | | | |

1 — оливковый габбро-норит, скв. 141, глубина 387 м; 2 — то же, глубина 397 м; 3 — то же, глубина 400 м; 4 — габбро-диорит, скв. 142, глубина 306 м; 5 — диорит, скв. 142, глубина 302 м; 6 — то же, скв. 138, глубина 229 м; 7 — гнейсо-гранодиорит, скв. 129, глубина 280 м; 8 — аплитовидный гранит, скв. 142, глубина 300 м; 9 — пегматоидный гранит, скв. 142, глубина 310 м.

увеличивается количество магния и одновременно уменьшается содержание щелочей. Эти факты указывают на дифференциацию с глубиной интрузии оливиновых габбро-норитов. Наиболее обогащенные фемическими компонентами участки этой интрузии (на глубине 400 м) близки по химическому составу к измененным габбро-диабазам Азовского выступа, в которых отмечены повышенные содержания никеля.

Габбро-диориты обнаруживают большое химическое родство с оливиновыми габброидами и являются продолжением ветви основных пород, измененных контактово-метасоматическими процессами.

Химический состав диоритов (см. табл. 41) существенно отличается от состава габбро-диоритов тем, что в диоритах резко уменьшается количество фемических компонентов и увеличивается содержание щелочей.

Наряду с отмеченными особенностями состава диоритов и габбро-диоритов в них сохраняется свойственное более кислым гранитоидам невысокое содержание полевошпатовой извести (характеристика с составляет 3,3—3,8, т. е. почти в два раза меньше, чем в нормальных диоритах). Кроме того, для диоритов и габбро-диоритов довольно характерно постоянное и значительное преобладание натрия над калием.

Гранодиориты и кварцевые диориты в отличие от диоритов и габбро-диоритов пересыщены алюминием и отклоняются при этом в сторону большей лейкократовости.

Аплитовидные и пегматоидные граниты можно рассматривать как часть общей ветви гранитоидов. Действительно, в этих породах увеличивается содержание кремнекислоты (по сравнению с породами синорогенной формации) и соответственно значительно уменьшается роль фемических компонентов. Для аплитовидных и пегматоидных гранитов характерны резкие колебания количеств калия и натрия, что можно объяснить неравномерной микроклинизацией.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ДОПАЛЕОЗОЯ

Метаморфизм допалеозойских образований Азовского выступа и юго-востока Воронежского кристаллического массива является следствием развития допалеозойских геосинклиналей. Этим объясняется сложность и многообразие процессов метаморфизма архейских толщ по сравнению с нижнепротерозойскими и тем более с верхнепротерозойскими, для которых характерен платформенный режим развития. Широко развитая перекристаллизация, устанавливаемая радиологическими методами, привела к частичному, а иногда и к полному «омоложению» пород допалеозойского фундамента. Последнее в значительной степени затрудняет изучение метаморфизма.

Вулканогенно-осадочные толщи архея подверглись региональному метаморфизму в период складкообразования в верхнеархейской геосинклинали, когда происходило формирование синорогенных гранитоидов. В результате образовались биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, а также амфиболиты. Структурные особенности и минеральные ассоциации этих пород свидетельствуют о создании их в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Среди первичных образований суперкрупного гнейсо-мигматитового комплекса были различные изверженные и осадочные породы, причем степень метаморфизма определялась в значительной мере составом пород. Так, песчано-сланцевые образования были метаморфизованы в условиях амфиболитовой (вплоть до гранулитовой) фации. В то же время отдельные зоны преимущественного развития основных

пород представляли собой значительные барьеры для гранитизации (Никольский, 1964), что явилось следствием высокого содержания в этих породах окислов железа, магния и кальция, для выноса которых необходимы большие энергетические затраты.

Поскольку плавление было селективным, то разные по составу породы испытывали неодинаковый метаморфизм. Продукты основной магмы не переходили в расплав и были перекристаллизованы в твердом состоянии. В породах более кислого состава отмечаются текстуры течения, которые являются следствием плавления.

На векторной диаграмме химических составов (рис. 72) наблюдается разброс исходных точек векторов гнейсов, что указывает на неравномерные изменения количественно-минерального состава этих пород. Различия в составе гнейсов обусловлены гетерогенностью исходного осадочно-вулканогенного материала, причем преобладали различные вулканогенные образования.

Среди образований нижнего протерозоя выделены метаморфизованные основные породы, кварциты, кристаллические сланцы и карбонатные разности. Минеральные парагенезисы кварцитов достаточно устойчивы в условиях низких и средних ступеней метаморфизма. Большое значение в этой связи имеет изучение ассоциаций минералов в основных породах и сланцах различного состава.

В группу основных пород входят метаморфизованные диабазы и габбро-диабазы, образующие, по-видимому, пластовые интрузии. Типичными являются среднезернистые разности указанных пород, состоящие из альбита, актинолита, эпидота (цоизита) и хлорита. Характерно, что первичные минералы диабазов — лабрадор и пироксен — совершенно отсутствуют.

Изучение ассоциации метаморфизованных пород сланцевой свиты нижнего протерозоя позволяет считать, что первоначально это были песчанистые, песчано-глинистые, мергелистые и вулканогенные отложения, метаморфизованные затем в условиях фации зеленых сланцев. Так, нанесение фигуративных точек филлитовидных сланцев на вышеуказанную диаграмму позволяет выяснить, что первичными были глинистые осадки. Фигуративная точка магнетитсодержащих кристаллических сланцев находится на границе площадей распространения вулканогенных и карбонатных пород.

Детальное изучение кварцевых и некоторых полевошпатовых зерен показало, что источником этих зерен были разрушающиеся осадочные (терригенные) породы. Чисто метаморфическое происхождение можно предполагать для большинства микроклиновых зерен и пойкилобластов плагиоклаза.

Карбонатные породы, представленные метаморфизованными (марморизованными) известняками, характеризуются следующими основными ассоциациями: кальцит—кварц и кальцит—кварц—биотит. Эти ассоциации появляются на наиболее низкой стадии регионального метаморфизма, в условиях фации зеленых сланцев.

Кварциты, как и карбонатные породы, развиты только в пределах Азовского выступа. Вследствие индифферентности к условиям метаморфизма в них не наблюдается существенных изменений минеральных парагенезисов. Структура кварцитов меняется от blastopсаммитовой до гранобластовой или лепидогранобластовой.

Гранитоиды архея в большинстве случаев постепенно переходят во вмещающие гнейсовые породы и являются результатом гранитизации последних. В пределах юго-восточного склона Воронежской антеклизы выделены аплито-пегматоидные граниты, залегающие в форме жил, которые секут образования курской метаморфической серии.

Кристаллические сланцы на контакте с аплито-пегматоидными гранитами обычно перекристаллизованы, часто до уровня роговиков.

Изучение многочисленного кернавого материала показало исключительно большую роль калиевого метасоматоза в формировании пород допалеозойского фундамента. Эта особенность отмечается мно-

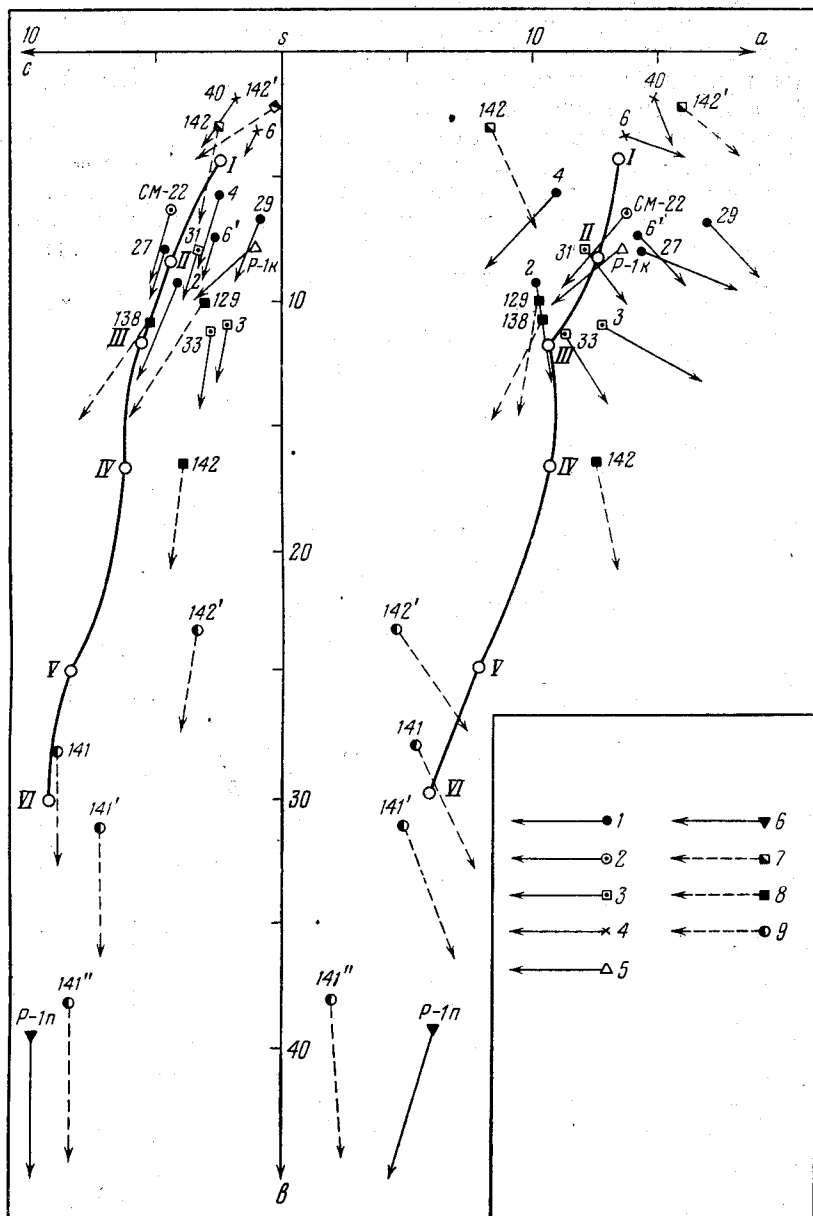


Рис. 72. Векторная диаграмма химических составов горных пород допалеозоя (по А. Н. Заварицкому)

Азовский выступ: 1 — гнейсы архея; 2 — плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты архея; 3 — гранодiorиты архея; 4 — гнейсо-граниты архея и инъекционный материал мигматитов; 5 — гранит рифея; 6 — основные породы протерозоя. Юго-восток Воронежской антеклизы: 7 — граниты; 8 — гранодiorиты и дiorиты; 9 — основные породы протерозоя. Составы пород, по Дэли: I — гранит; II — гранодiorит; III — кварцевый дiorит; IV — дiorит; V — габбро, VI — оливиновое габбро

гими исследователями допалеозоя (Половинкина, 1939; Варданыц, 1960; Веселовская, 1963; Лапинская, 1962 и др.). Причем остается бесспорным то, что привнос калия имел место и в архее, и в протерозое, но в архее он был более интенсивным.

Калиевому метасоматозу подвергались различные по составу породы. Часто наблюдаются новообразования микроклина, обязанные своим появлением в основном привносу калия. Вторичный микроклин распределен в породе неравномерно. Его единичные зерна или целые агрегаты приурочены к трещинкам, а также развиваются вдоль плоскостей слоистости и сланцеватости.

Проявления калиевого метасоматоза в породах разных типов различны. Иногда это — довольно мощные кварц-микроклиновые прожилки и выделения неправильной формы, антипертитовые вроски в плагиоклазах или часто наблюдавшееся замещение амфиболов биотитом. Этим, по-видимому, следует объяснить серицитизацию плагиоклаза и мусковитизацию биотита.

Для большинства изученных допалеозойских пород характерен катаклиз, степень которого различна. В слабокатаклизированных породах наблюдается нарушение внутреннего строения минералов (о чем свидетельствует, в частности, облачное погасание кварца). При более сильном катаклазе трещины залечиваются новообразованиями и, наконец, в катаклазитах наблюдаются катакластические структуры, иногда переходящие в милонитовую. По этим многочисленным катакластическим трещинам происходила фильтрация растворов, вызывавших микроклинизацию и другие изменения пород.

ВУЛКАНИЗМ ДЕВОНА

На юге Восточно-Европейской платформы верхнедевонская трапповая формация сформирована в обстановке тектонической активизации, связанной с заложением Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин.

Проявления вулканической деятельности в девоне юго-восточного склона Воронежской антеклизы известны в виде излияний базальтов (эффузивных диабазов) и в виде взрывных продуктов, связанных с туффитами (?), туфопесчаниками и туфоалевролитами. Излияния базальтов происходили между петинской регрессией и воронежско-ливленской трансгрессией. Взрывная деятельность характерна для пашийского времени; протекала она, по-видимому, и в муллинское время.

Продукты взрывной деятельности встречаются в форме прослоев мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров в скважинах Арчединской, Панинской, Миронычевской, Верховской, Горно-Водянской и Кудиновской площадей. При этом наиболее мощные прослои (до нескольких метров) встречены в скважинах Панинской площади (преимущественно в верхней части пашийского горизонта).

Туффиты (?) и туфопесчаники содержат много пирокластического материала и представляют собой по внешнему виду зеленовато-серые породы, в которых невооруженным глазом различаются обломки эффузивов, зерна кварца, каолинизированные зерна полевых шпатов, обрывки растительных тканей (зачастую крупные), углистые остатки. Часто на изломе песчаники обладают блеском, обусловленным, как показали исследования под микроскопом, развитием вторичного кальцита по всей массе породы. Иногда в песчаниках встречаются обломки брахиопод. Микроскопическое изучение показало, что литокластами

являются обломки эффузивных пород среднего и основного состава. Витрокласты представлены сильно измененным вулканическим стеклом, кристаллокласты — кварцем и полевыми шпатами. Широко развиты аутигенные — хлорит, лейкоксен, анатаз, сидерит, кальцит, каолинит, кварц.

В результате интенсивных эпигенетических изменений (в первую очередь, хлоритизации и кальцитизации) первичная структура вулканогенных обломков определяется с трудом, главным образом по псевдоморфным структурам. Чаще всего узнаются оплавленные (вследствие закалки) эффузивные частицы субщелочного состава (кератофиры, трахиты, альбитофиры), реже — частицы основного состава (спилиты, эффузивные диабазы), иногда оплавленные зерна кварца (фенокристаллы), обломки вулканического стекла с ясными контурами. Менее достоверно определяется нераскристаллизованное вулканическое стекло, обломки которого не имеют отчетливых контуров. Оно полностью замещено хлоритом со своеобразными псевдоморфными структурами в виде кристификаций.

Учитывая имеющиеся данные по гранулометрии пирокласто-осадочных пород и по изменению содержания пирокластов в отложениях, следует предположить, что основные очаги эксплозивной деятельности располагались на юге изучаемой территории, возможно в пределах современного Донбасса. Об этом свидетельствует субширотная ориентировка поля пирокласто-осадочных пород, почти совпадающая с направлением, в котором вытянут Донбасс. Однако существовали, видимо, и местные подводные очаги извержений. Один из них располагался, вероятно, в зоне разломов, отделяющих Доно-Медведицкий вал от Терсинской депрессии. В этом районе породы особенно богаты пирокластическим материалом и здесь же пирокласты имеют наибольшие размеры. Такое предположение подтверждается тем, что в районе с. Нижнего Мамона Воронежской области вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы ястребовского горизонта характеризуются аналогичным составом и строением (Блинов и др., 1963), и при изучении Б. Н. Одокием этих пород выявлены околожерловые фации: туфы и кластолавы.

Более поздние проявления магматизма на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы связаны с предворонежским временем. Магматическая деятельность имела, по-видимому, трапповый характер.

Территориально излияния базальтов (пород с измененным вулканическим стеклом) и эффузивных диабазов (пород, отличающихся более полной раскристаллизацией) приурочены обычно к вышеописанному полю пирокласто-осадочных пород и имеют, видимо, форму покровов, аналогично базальтам и диабазам в районе уже упоминавшегося с. Нижнего Мамона Воронежской области (последние описаны Д. Н. Утехиным, 1962; Блиновым и др., 1963). Доказательством покровной формы базальтов рассматриваемого поля является их значительная и достаточно выдержанная мощность. Судя по сопоставлению электрокаротажных диаграмм, базальтовый покров ложится на размытую поверхность пашийских отложений. Возраст перекрывающих глин определяется однозначно как воронежский благодаря находкам спор *Archaeozonotriletes rugosus* Na u m., *Lophotriletes semilukensis* Na u m.

Средняя часть базальтового покрова (скв. 946) представлена миндалекаменным базальтом (определения Н. А. Чугунова). Внешне это — плотная тонкокристаллическая порода, почти черная, с густым травянисто-зеленым оттенком. Отличительной особенностью ее является большое количество пустот и миндалин размером от 0,5×0,5 до 1,5×3 см. Последние выполнены смесью продуктов вторичного преоб-

разования базальтового стекла и кристаллическим кальцитом. В большинстве случаев миндалины ориентированы в одном направлении, что свидетельствует, по всей вероятности, о подвижности магматического расплава. В состав породы входят плагиоклаз (35%), пироксен (15%), девитрифицированное базальтовое стекло (40%), анальцит (5%), кальцит и рудные минералы.

Плагиоклазы представлены удлиненными призматическими кристаллами с ясной полисинтетической двойниковой решеткой. Вместе с тем изредка встречаются зерна с зональной структурой. Более крупные кристаллы (1,2 мм) принадлежат лабрадор-битовниту (№ 65—87), тогда как основная масса (до 50%) представлена относительно мелкими лейстами, отвечающими ряду андезин — кислый лабрадор.

В скв. 166 (Терсинская площадь) вскрыто эффузивное диабазовое тело мощностью 8 м. По внешнему виду эффузивный диабаз из скв. 166 мало отличается от описанных базальтов из скв. 946 и представляет собой плотную мелкозернистую породу темно-серого, почти черного цвета, с густым зеленоватым оттенком, который по мере развития вторичных преобразований породы становится более ярким.

Микроскопическое изучение позволяет отнести данную породу к оливиновому диабазу, состоящему из плагиоклаза, пироксена, оливина и вторичных минералов: серпентина, иддингсита, хлорита, карбоната, серицита и цоизита. Из аксессуарных минералов присутствуют рудные (магнетит и гематит). Структура породы диабазовая и характеризуется беспорядочным расположением идиоморфных призматических зерен плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены сильно разрушенными зернами пироксена, оливина и продуктами их вторичного преобразования.

В районе станицы Казанской базальтовый покров залегает среди осадочной толщи франского яруса. Возраст покрывающих пород — ливенский, подстилающих, по-видимому, — мосоловский. Предположение о покровном характере этих базальтов основано на том, что они покрыты мощной структурной корой выветривания, сформированной, очевидно, во время перерыва в осадконакоплении. И только у нижнего контакта порода совсем не изменена. Свежий базальт представляет собой плотную тонкокристаллическую, иногда скрытокристаллическую породу темно-серого, почти черного, цвета. Структура породы порфиоровая. В качестве порфиоровых выделений выступают плагиоклаз ряда лабрадор — битовнит (№ 65—70) и пироксен ряда клиноэнстатит — диопсид. Плагиоклаз идиоморфный, зерна его крупнее зерен пироксена.

Структура основной массы долеритовая и офитовая, а местами интерсертальная (в связи с большим количеством разложенного стекла). На отдельных участках сложение базальтов миндалекаменное. Фенокристы и в меньшей степени микролиты плагиоклазов сосюритизированы. Сосюрит иногда ассоциирует с гематитом. Последний в отдельных случаях образует совместно с хлоритом вроски в плагиоклазе. Фенокристы плагиоклаза часто цеолитизированы. Цеолиты окрашены окислами железа в бурый цвет и характеризуются игольчатым, а также радиальнолучистым строением.

Вторичными, образовавшимися по основной стекловатой массе, являются минералы группы эпидота — цоизита, зеленовато-бурый хлорит и карбонат. На участках миндалекаменного сложения пустоты заполнены округлыми радиальнолучистыми образованиями цеолитов.

Химический анализ свежей разности базальтов дал следующие результаты: SiO_2 48,29%, TiO_2 1,37%, Al_2O_3 12,51%, Fe_2O_3 10,78%, FeO 4,56%, MnO 0,27%, MgO 6,80%, CaO 10,50%, Na_2O 2,47%, K_2O 0,13%, H_2O 1,80%, P_2O_5 0,14%, CO_2 1,82%.

На основании изложенного материала можно ориентировочно установить возраст базальтовых и диабазовых излияний. Они совпали с переломным моментом в истории юго-восточного склона Воронежской антеклизы, т. е. с переходом от петинской регрессии к воронежской трансгрессии. Основанием для этого предположения служит тот факт, что воронежско-ливенские отложения рассматриваемого района залегают несогласно на различных горизонтах девона. И если несмотря на это в разных районах трансгрессивную серию подстилают излившиеся породы, можно думать, что последние близки по возрасту. Это подтверждается и тем, что в зоне, где перерыв был короче (Волгоградское правобережье), породы слабо изменены, а там, где он был более длительным (в районе станицы Казанской), выветривание проявилось гораздо сильнее.

Таким образом, в изучаемом районе зафиксированы две девонские фазы магматической активности: муллинско-пашийская, сопровождавшаяся интенсивным эксплозивным вулканизмом, и послепетинско-предалатырская со спокойными излияниями базальтовой магмы.

МАГМАТИЗМ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА (ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП)

Герцинские изверженные породы в восточной части Донбасса образуют липарит-андезитовую группу эффузивных формаций, являющихся синорогенными (геоантиклинальными).

Указанные формации сложены в основном порфиритами (палеоандезитами), которые отклоняются иногда в сторону более кислых и щелочных разностей (порфиров и ортофиров) и реже — в сторону основных. Отчетливо выраженный палеотипный облик пород обусловлен автометаморфическими и диагенетическими процессами, среди которых значительную роль играло поверхностное выветривание.

Проявления вулканизма среди каменноугольных отложений наблюдаются в южной полосе восточной части Донбасса. Западным пунктом в этой полосе является Успенский участок в среднем течении р. Крынки (на границе с территорией УССР), детально исследованный И. А. Морозевичем (1903) и Б. Ф. Меффертом. На этом участке обнаружены выходы жильных лампрофировых пород типа мончикитов, одинитов и камптонитов. Эти породы образовались в результате инъекции магмы в отложения низов среднего и верхов нижнего карбона. Каменноугольная толща образует здесь синклиналь, осложненную мелкими складками и дизъюнктивами. Направление основной части разрывных нарушений совпадает с основным (восток-юго-восточным) простираем складок; лишь немногие нарушения имеют поперечное (северо-северо-восточное) направление. Разрывы, с которыми связаны инъекции магмы, отличаются значительной протяженностью и большими амплитудами смещений (до нескольких сотен метров). Дальнейшими каналами, проводившими магму от тектонических разрывов, были мелкие трещины в сланцах и песчаниках. Протяженность даек на выходах изменяется от нескольких метров до 60—80 м, а мощность — от нескольких сантиметров до 6 м.

По соседству с Успенским участком каменноугольные отложения закрыты мощным верхнемеловым чехлом. Здесь в одной из скважин (расположенной у р. Миуса) в осадках свиты C_2^2 были встречены два небольших по мощности (0,40—0,45 м) тела палеоандезитов (Гавриленко, 1963).

А. П. Карпинским было высказано предположение, что нефелиновые снениты, с которыми нередко генетически связаны лампрофиры, должны быть широко распространены в кристаллических породах Украинского щита, прилегающих с юга к открытому Донбассу.

К востоку от верховьев р. Миуса выходы жильных изверженных пород известны в верхнем течении р. Тузлова (по реке Среднему Тузлову), а еще восточнее — в верховьях левых притоков р. Тузлова — Большого Несветая, Малого Несветая, Аюты, Грушевки, Кадамовки.

Изверженная порода в верховьях речки Среднего Тузлова была определена И. А. Морозевичем (1903) как очень выветрелый диоритовый порфирит (с плагиоклазом — андезином и амфиболом), образующий пластовую интрузию мощностью около 7 м. Последняя залегает среди сланцев свиты S_2^1 и согласно с ними падает на северо-запад под углом 65° . Породам, встреченным в обнажениях левых притоков р. Тузлова, И. А. Морозевич дал следующие определения: по речкам Малому Несветая и Аюте — амфиболовый авгитсодержащий палеоандезит, в балке Уюк (правый приток речки Малый Несветай) — ортофир, по реке Большому Несветая — кварцсодержащий роговообманковый ортофир.

Две дайки неправильной формы выявлены в 1962 г. при проведении разведочных работ в долине р. Большого Несветая. Эти дайки вытянуты с северо-востока на юго-запад и расположены на расстоянии 110—120 м друг от друга, причем длинные оси даек приурочены к одной линии. Видимая длина большей дайки — около 400 м, максимальная мощность примерно 100 м. Соответствующие параметры второй дайки равны 160 и 100 м. Описываемые дайки пересекают отложения свиты S_1^5 под углом $70-75^\circ$ к простиранию последних. Неполные химические анализы изверженной породы дали следующие результаты (в %): SiO_2 64,5—76; $Al_2O_3 + TiO_2$ 15—18; $Fe_2O_3 + FeO$ 0,7—6,8; CaO 0,04—6,11; MgO 0,5—1,7; SO_3 до 0,2; п. п. п. 2—6. В. В. Свиридов (1964) провел микроскопические исследования и установил, что данная порода является дацитовым порфиром палеотипного облика.

Описанные выходы изверженных пород по р. Крынке, а также р. Тузлову и его левым притокам расположены непосредственно в известной зоне крупных тектонических разрывов, проходящих вдоль южной окраины открытого Донбасса. Изверженные породы встречаются, однако, и на значительном расстоянии от указанной зоны разрывов. Две дайки (мощностью 0,3 и 1,5 м), сложенные плотной мелкозернистой темно-серой изверженной породой, были пересечены горными выработками шахты им. Артема в свите S_2^5 северного крыла Шахтинско-Несветаевской синклинали. Петрографические исследования (Степанов, 1925) показали, что вскрытая порода представляет собой керсантит.

Выход крутопадающей дайки порфирита в верховьях р. Грушевки, прослеженной на расстоянии 850 м в широтном направлении, приурочен к отложениям свиты S_2^2 осевой части Главной антиклинали Донбасса. В верховье р. Кадамовки выходы даек мощностью до 4,5 м зафиксированы также в породах свиты S_2^2 осевой части Главной антиклинали. Простирание этих даек более или менее совпадает с простиранием каменноугольных пород, а также с направлением зафиксированного здесь тектонического нарушения (Степанов, Славянов, 1914).

В пределах южного крыла Шахтинско-Несветаевской синклинали, осложненной большим количеством нарушений, в четырех скважинах было встречено 18 секущих и межпластовых тел роговообманковых порфиритов, местами содержащих кварц (Банковский, 1952). Мощность вскрытых тел меняется от 0,8 до 17 м, залегают они в отложениях свит S_2^2 и S_2^3 с углами падения, равными $50-70^\circ$. Тела палеоандезитов и лампрофиров еще большей мощности (до 50—60 м) встречались в районе р. Кадамовки в скважинах, пробуренных на южном крыле Шахтинско-Несветаевской синклинали. В одной из сква-

жин была встречена дайка спессартита. Неполный анализ этой породы дал следующие результаты (в %): SiO_2 52,7; $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 13,9; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 6,4; CaO 7,9; MgO 6,7; SO_3 1,4; п. п. п. 5,5.

В самой восточной части Шахтинско-Несветаевского района, на разведочных участках Бессергеновском Восточном, Керчикском и Керчикском Южном, изверженные породы были встречены 28 скважинами в отложениях свит C_2^4 и C_2^5 , слагающих южное крыло Шахтинско-Несветаевской синклинали. В одной из скважин встречено семь интрузивных тел, в другой — пять. Мощности карбонových пород, разделяющих интрузивы, колеблются от 1 до 61 м. Изверженные породы представлены роговообманковыми порфиритами. В составе порфиридных выделений преобладают роговая обманка и плагиоклаз (лабрадор). В породе присутствует тонкорассеянный пирит, а также сфалерит и галенит в виде тонких жилок. Химические анализы порфиритов Керчикского Южного участка дали следующие результаты (в %): SiO_2 49,8—56; Al_2O_3 18,7—20,7; Fe_2O_3 и FeO 4,8—8; CaO 7,1—7,4; MgO 4—4,4. Более высокие содержания SiO_2 наблюдаются в верхней части интрузива, что, вероятно, связано с ассимиляцией песчаников карбона.

Описываемые порфириты залегают, главным образом, в виде пластообразных тел мощностью от 0,5 до 59 м. Положение одного из тел было хорошо прослежено восьмью скважинами. Здесь магма при внедрении заместила угольный пласт k_5^{2H} , а в отдельных случаях и пласт k_5^{2B} . Химический состав угля пласта k_5^{2B} (в частности, выход летучих веществ) в скважинах, где он залегают над изверженными породами, не отличается от состава угля этого пласта в скважинах, не встретивших порфиритов. Это свидетельствует о слабом метаморфическом воздействии описываемых интрузий на окружающие осадочные породы.

С. Т. Прокопченко (1959), учитывая слабое воздействие изверженных пород на вышележащие пласты угля, пришел к выводу об эффузивной природе этих пород и о формировании их до отложения слоев, залегающих над изверженными породами. Однако этот последний вывод вряд ли правилен, так как слабое контактное воздействие наблюдается и в тех случаях, когда тела изверженных пород секут осадочную толщу, несомненно являясь, таким образом, более поздними образованиями, чем вмещающие их осадочные породы. Это было отмечено выше при описании Успенского участка и зафиксировано П. И. Степановым (1925) на шахте им. Артема. Слабое воздействие изверженных пород на уголь объясняется относительно небольшим объемом поступавшей магмы и тем, что ко времени внедрения магмы уголь уже представлял собой высокометаморфизованную массу. Каменноугольные породы ко времени внедрения магмы были достаточно литифицированы, так как в интрузивных телах встречаются их ксенолиты, оплавленные по периферии (ксенолиты встречены в обнажениях по р. Малому Несветаю и по р. Грушевке).

Таким образом, образование изверженных пород нельзя относить ко времени седиментации окружающих отложений. Их появление в толще карбона связано, очевидно, с теми же тектоническими движениями герцинского орогенеза, которые создали складки и тектонические разрывы в Донбассе. Видимо, это были первые, самые древние из герцинских тектонических движений, так как на Керчикском участке отмечены разрывы интрузий со смещениями до 70—80 м, а в бассейне р. Крынки имеется согласная межпластовая залежь единита, которая повторяет изгибы мелких складчатых структур района.

В Задонском районе в пределах восточного продолжения Шахтинско-Несветаевской синклинали были встречены изверженные породы

при разведке углей. В одной из скважин мощность интрузива, залегающего среди отложений свиты C_2^6 , достигает 11,5 м. П. П. Кохановский (1955) дает следующую петрографическую характеристику диоритового порфирита из этой самой восточной жильной интрузии Донбасса. Внешне порфирит имеет порфириновидное сложение, карбонатизирован и пелитизирован. В общей тонкозернистой массе темно-зеленого цвета хорошо заметны порфировые крапленники роговой обманки, плагиоклаза и кварца. Главные минералы: полевой шпат, роговая обманка, биотит, кварц; вторичные — кальцит, хлорит, эпидот, кварц; аксессуарные — магнетит и сфен.

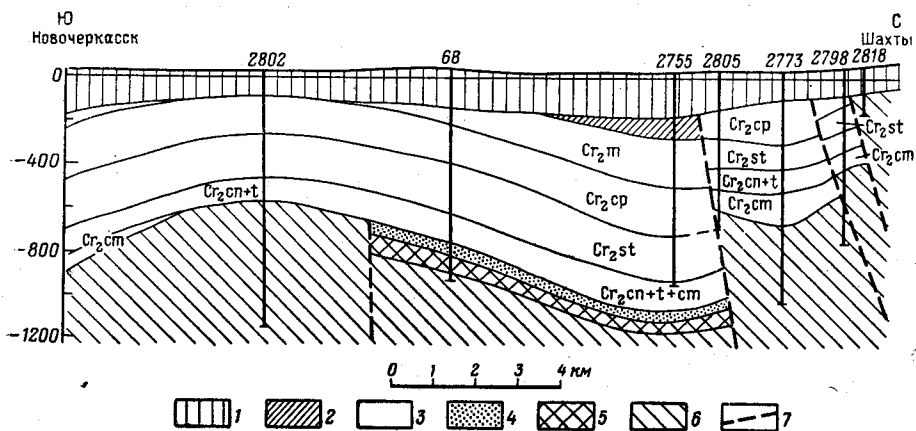


Рис. 73. Геологический разрез по линии г. Новочеркасск — г. Шахты (составил С. Ф. Трофимов)

Отложения: 1 — четвертичные и третичные; 2 — палеогеновые или верхнемеловые, не охарактеризованные фауной; 3 — верхнемеловые (по ярусам); 4 — альбские; 5 — триасовые; 6 — башкирского яруса среднего карбона; 7 — тектонические разрывы

Основная микролитовая масса состоит из микролитов плагиоклаза, редко кварца, погруженных в разложившийся базис, который замещен кальцитом и хлоритом. В основной массе встречаются зерна рудных минералов. Для характеристики химического состава описываемого роговообманкового порфирита приводим один химический анализ (в %): SiO_2 54,36; TiO_2 0,7; Al_2O_3 16,05; $Fe_2O_3 + FeO$ 7,82; MgO 3,01; CaO 8,41; K_2O 0,60; Na_2O 2,60; CO_2 0,70; SO_3 1,15; H_2O 4,62. Данная порода сходна по химическому составу с породой, приуроченной к свите C_2^4 на участке Керчикском Южном (см. выше), хотя этот участок отделен от рассматриваемой интрузии расстоянием в 50 км.

В. К. Куликовский и Н. В. Бутурлинов (1963) относят андезиты и порфириты, встречающиеся в обнажениях левых притоков р. Тузлова, а также вскрытые скважинами в восточной части Шахтинско-Несветаевского и Задонского районов, к своему третьему тектономагматическому циклу. С более ранним, вторым, циклом они связывают лампрофиры Шахтинско-Несветаевского района, выходы изверженных пород вдоль р. Крынки и вскрытые скважинами в районе р. Кадамовки, а также керсантиты шахты им. Артема в том же Шахтинско-Несветаевском районе. По В. К. Куликовскому и Н. В. Бутурлинову, распространение пород второго цикла контролируется крупными субширотными разломами общедонецкого направления, а магматические тела третьего цикла тяготеют к районам развития поперечной субмеридиональной складчатости и к крупным дизъюнктивным нарушениям этого направления.

По нашему мнению, для отнесения изверженных пород в юго-восточной части Донбасса к различным тектоно-магматическим циклам пока нет достаточных оснований. Как продольные, так и поперечные тектонические разрывы у южной границы юго-восточной части Донбасса в той или иной мере связаны с образованием одного и того же Манычского разлома. Некоторые различия в составе изверженных пород на разных участках объясняются, видимо, дифференциацией родоначальной магмы.

Необходимо заметить, что тектонические движения по отдельным пфальцским разрывам в районе Манычского разлома возобновлялись в течение ларамийской фазы альпийского тектогенеза (рис. 73). Но, вероятно, это не сопровождалось новыми инъекциями магмы, так как нигде в Восточном Донбассе дайковые породы в мелу не встречены. В одной из даек, встреченных севернее г. Новочеркаска, был определен абсолютный возраст. Он оказался равным 215 млн. лет, т. е. соответствующим пфальцской фазе герцинского орогенеза.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВНЫМИ ПОРОДАМИ

О магматическом оруденении допалеозоя на рассматриваемой территории пока мало известно. Это связано с наличием здесь мощного платформенного чехла и со слабой изученностью геофизических аномалий бурением.

На Азовском выступе в пределах Канеловской площади двумя скважинами вскрыто тело основных пород (метаморфизованные габброиды). В лежачем боку этого тела отмечена повышенная концентрация никеля. Однако значительная глубина залегания (более 1200 м) не позволяет ставить вопрос о практической значимости этого участка.

В пределах юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива на севере Ростовской области породы основного состава вскрыты на доступных глубинах (до 350—400 м). Результаты геохимических и петрохимических исследований позволяют сделать предварительные выводы о потенциальной никеленосности тела оливиновых габбро-норитов, вскрытого скв. 141, в зоне эндо- и экзоконтакта его лежачего бока.

Интрузив дифференцирован по простирацию от оливиновых габбро-норитов до габбро-норитов и диоритов. На дифференциацию с глубиной указывают уменьшение вниз по разрезу количества кремнекислоты, увеличение содержания окиси магния и цветных минералов. Геохимическими признаками возможного никелевого оруденения являются типичная для никеля ассоциация элементов-спутников (Cr, Co, Cu, V и др.), а также значительное преобладание Cr над V. Главнейшие петрохимические показатели никеленосных интрузий: преобладание магния над железом, натрия над калием, степень насыщенности щелочами — также свойственны описываемым породам.

На юго-восточном склоне Воронежского кристаллического массива, вблизи станций Вешенской и Мигулинской, выявлено несколько магнитных положительных аномалий, овальных или круглых по форме, до 1,0—1,4 км в поперечнике. Они совпадают в общем с положительными гравитационными аномалиями и могут быть связаны со штокообразными телами ультрабазитов, так как анализ геофизических данных указывает, что данные аномалии обусловлены телами, имеющими вертикальное или почти вертикальное падение. Указанные тела могут быть сложены кимберлитами.

Аналогичные положительные гравимагнитные аномалии приурочены к разлому субмеридионального простираения, протягивающемуся,

по данным аэромагнитной съемки, от г. Новохоперска на севере до р. Дона на юге (см. рис. 4). Аномалии вдоль этого разлома, несомненно, связаны с неглубокозалегающими (200—300 м) телами основных или ультраосновных пород. По аналогии с уже изученными в пределах описываемого района разломами (и гравимагнитными аномалиями, сопровождающими их) можно предположить, что указанный мощный разлом (длиной более 100 км) был заложен в протерозое и унаследованно развивался в палеозое. Помимо основных пород палеозоя, с которыми связаны магнитные аномалии, к разлому, по-видимому, приурочены основные и ультраосновные породы нижнего протерозоя.

В пределах восточной части Донбасса рудопроявления связаны с распространением даек изверженных пород. По рч. Крепкой (левому притоку р. Тузлова), у с. Аграфеновки, металлометрической съемкой выявлены в шлихах барит, киноварь и другие рудные минералы. Опробование коренных пород (сланцев свиты C_1^2) показало повышенное содержание ртуты и бария.

Основные перспективы металлоносности рассматриваемой территории связаны с докембрийским магматизмом. В первую очередь это относится к юго-восточному склону Воронежского кристаллического массива на территории севера Ростовской и северо-запада Волгоградской областей, где породы основного состава, представляющие интерес в отношении никеленосности, залегают на малых глубинах — до 500 м.

На Азовском выступе, западнее г. Таганрога, кристаллические породы залегают также неглубоко. В этом районе значительный интерес вызывают магнитные и гравитационные аномалии, выявленные в процессе геофизических исследований Т. С. Лебедевым и Г. Т. Собакарь (1962). Эти аномалии связаны, по-видимому, с породами основного и ультраосновного состава, которые могут оказаться также никеленосными. Не исключена возможность присутствия здесь и железистых кварцитов или железорудных сланцев нижнего протерозоя, о чем свидетельствует наличие на данном участке магнетитсодержащих кристаллических сланцев. Тела основных пород, содержащиеся в нижнепротерозойской песчано-сланцевой толще, сравнительно легко картируются с помощью магнито- и гравиразведки. В соответствии с этим обнаружение рудоносных пород относительно легко и достоверно решается с помощью геофизических методов.

Последующая задача состоит в том, чтобы выявить геологические структуры, характер размещения и концентрации рудных элементов, а также пути их миграции. Эта задача должна решаться структурно-геологическими и геохимическими методами.

Современные представления о тектонике Ростовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР сложились в результате многочисленных геологических исследований, начатых еще в дореволюционные годы и получивших широкое развитие при Советской власти.

С конца XIX в. данная территория рассматривалась как часть обширной Русской плиты (платформы), ограниченной Кавказом на юге и Уралом на востоке. Первые крупные обобщения, положившие начало изучению ее геологического строения, принадлежат А. П. Карпинскому. Несмотря на крайнюю недостаточность имевшегося в то время фактического материала, выдающийся русский геолог сделал ряд очень важных выводов, не утративших значения и в наши дни.

В 1883 г. А. П. Карпинский выявил на юге Европейской России «зачаточный кряж» — полосу дислоцированных осадочных пород, проходящую через Келецко-Сандомирский и Донецкий кряжи и Ергени к Мангышлаку. Тогда же он высказал предположение о возможности существования здесь подземных складчатых систем, скрытых под ненарушенными осадочными толщами. Впоследствии обнаружилось, что некоторые из тектонических элементов, объединенных линиями Карпинского, имеют различное происхождение и не связаны между собой. Так, например, дислокации гор Богдо, Чапчачи и др. в Заволжье оказались связанными с солянокупольной тектоникой и не имеющими отношения к структурам Донбасса. Однако предположение о наличии подземного продолжения Донбасса полностью подтвердилось.

А. П. Карпинский впервые представил платформу как относительно сложное геологическое образование, состоящее из докембрийского кристаллического фундамента и развитого в большинстве районов осадочного чехла. В составе кристаллического основания он выделил ряд тектонически приподнятых блоков (горстов), ограниченных крупными разрывами. Среди прочих были отмечены Азово-Подольский горст, расположенный на юге Украины, у юго-западной границы Ростовской области, и подземный Воронежский горст, заходящий в пределы Ростовской и Волгоградской областей своей восточной частью.

Идеи А. П. Карпинского получили развитие в трудах его последователя А. Д. Архангельского, разработавшего более подробные тектонические схемы с учетом как структурных, так и историко-геологических факторов. А. Д. Архангельский связывал выступы фундамента с длительно проявлявшимися поднятиями и противопоставлял горстам погружающиеся впадины. В 1923 г. он выделил на рассматриваемой территории Восточно-Русскую и Прикаспийскую впадины, расположенные к востоку от Воронежского горста, Южно-Русскую впадину, заключенную между Воронежским горстом и Донецким кряжем, и восточную часть Причерноморской впадины, ограниченную на севере Донецким кряжем (его юго-восточным продолжением), а на юге — Кавказом. Несколько позже А. Д. Архангельский обнаружил признаки крупной положительной тектонической структуры в Ставро-

полье. В связи с этим, в последующих его работах упоминаются уже две самостоятельные впадины — Причерноморская и Терско-Карабугазская, разделенные Ставропольским поднятием.

В 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский предложили общую схему тектоники СССР, основанную на выделении ряда областей, различающихся по времени завершения геосинклинальной складчатости. Северная часть рассматриваемой территории была отнесена ими к Восточно-Европейской платформе с докембрийским складчатым фундаментом, а Донецкий бассейн, его юго-восточное продолжение и (предположительно) Прикаспийская впадина — к области мезозойской складчатости, дислоцированное основание которой слагается уже не докембрийскими, а палеозойскими и мезозойскими породами. Таким образом, значительная часть территории была исключена из состава докембрийской платформы. Причерноморская и Терско-Карабугазская впадины рассматривались А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в качестве предгорных депрессий альпийских сооружений Кавказа. За неизменением данных, вопрос о возрасте и строении основания этих впадин оставался нерешенным. В своих последующих работах (1937—1940 гг.) А. Д. Архангельский внес некоторые изменения в ранее предложенные схемы, допустив древнепалеозойский возраст фундамента Восточно-Русской впадины и Степного Крыма и выделив между Ставропольским поднятием и Степным Крымом Азово-Кубанскую впадину.

Развитию региональных тектонических представлений и превращению их во все более стройную и обоснованную систему способствовало углубленное геологическое изучение отдельных частей интересующей нас территории. Еще в конце XIX в. А. П. Павлов обнаружил дислоцированные каменноугольные и более молодые осадочные породы в междуречье Дона, Иловли и Медведицы. Дальнейшее изучение дислокаций позволило выделить здесь субмеридиональный Доно-Медведицкий вал. В 20-е годы текущего столетия были выявлены признаки разрывных нарушений в меловых и третичных отложениях на берегу Волги, у г. Камышина, и на р. Балыклей.

В 1940—1946 гг. Н. С. Шатский упорядочил тектоническую терминологию и представления о тектонике юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и на основе этого выделил в качестве структур первого порядка Воронежскую антеклизу и Прикаспийскую синеклизу. Вначале Н. С. Шатский проводил границу между ними в районе р. Хопра, а затем отнес ее к востоку до меридиана г. Волгограда, где отчетливо намечается региональная гравитационная ступень.

После Великой Отечественной войны в восточной части Воронежской антеклизы проведен большой объем поисковых работ на нефть и газ, в ходе которых был выявлен ряд новых поднятий, впадин, флексур и других платформенных дислокаций, принадлежащих к различным структурным этажам. К западу от Доно-Медведицкого вала по мезозойским отложениям наметилась Терсинская депрессия, в районе хут. Тормосина — одноименный субширотный прогиб, а вблизи г. Миллерово — меридиональное Миллеровское поднятие.

По мере накопления фактического материала выяснилось тектоническое строение и история развития Прикаспийской синеклизы. В 1928 г. были получены данные гравитационных наблюдений, позволяющие предположить, что дислокации мезозойских отложений в районе оз. Баскунчак связаны с солянокупольной тектоникой. В 1934 г. А. А. Богданов привел доказательства диапирового происхождения поднятий в районах гор Улаган, Большое Богдо, Чапчачи, оз. Баскунчак и ряде других пунктов. Последующие геофизические исследования показали, что соляная тектоника проявляется на большей части тер-

ритории синеклизы. Была установлена закономерная приуроченность удлиненных соляных антиклиналей и синклиналей к внутренней прибортовой зоне синеклизы, а типичных соляных куполов и крупных приподнятых соляных массивов — к ее центральным частям.

Сейсмические исследования и буровые работы, проведенные на территории Прикаспийской синеклизы, свидетельствуют об очень большой мощности развитого здесь осадочного покрова. Значительные успехи в изучении глубинного строения синеклизы и прилегающей к ней территории были достигнуты после 1960 г. в связи с внедрением высокоэффективного способа сейсморазведки — корреляционного метода преломленных волн (КМПВ). Применение этого метода дало возможность в относительно короткий срок выявить на поверхности кристаллического основания ряд выступов и впадин, впоследствии подтвержденных бурением. Использование геофизических данных позволило наметить несколько крупных поднятий подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы и, в частности, Астраханское поднятие с осложняющими его локальными структурами.

Наиболее сложно развивались представления о структуре и геотектонической природе южной части рассматриваемой территории. В первые послереволюционные годы была в основном завершена детальная геологическая съемка открытой части Донбасса, позволившая выделить здесь серию герцинских складок и разрывных нарушений. Однако все построения, касающиеся юго-восточного продолжения Донбасса и смежных районов Предкавказья, по-прежнему базировались лишь на догадках и предположениях.

В начале 30-х годов широко развернулись исследования, связанные с решением проблемы Большого Донбасса. Уже первые геофизические наблюдения и буровые работы подтвердили идеи А. П. Карпинского о существовании юго-восточного подземного продолжения Донецкой складчатой системы. К югу от тектонической линии Донбасс—Мангышлак, в долинах Западного и Восточного Манычей, геофизическими исследованиями были выявлены и прослежены крупные разломы и связанный с ними Манычский прогиб.

По вопросу о происхождении Донецкого бассейна и его положения в общей геоструктуре юга европейской части СССР в разное время выдвигались самые различные предположения. Главные из них следующим образом резюмированы А. Я. Дубинским (1958).

1. Большой Донбасс возник из верхнепалеозойского краевого прогиба, образовавшегося впереди фронта Крымско-Кавказской среднепалеозойской складчатости. При этом Украинский кристаллический массив рассматривается как срединный массив (Архангельский, 1940) или как герцинский антиклинорий (М. М. Тетяев), разделявший северный (собственно Донбасс) и южный синклинории. Последний погребен сейчас в недрах Причерноморской впадины и Северного Предкавказья (Шатский, 1937; Дубинский, 1956а, б).

2. Донбасс произошел из верхнепалеозойского внутриплатформенного краевого поперечного прогиба, ограничивающегося на юге Украинским массивом, но тесно связанного с палеозойскими складчатыми образованиями Предкавказья (Шатский, 1946).

3. Донбасс и Северный Кавказ возникли в верхнем палеозое из единого геосинклинального прогиба (Верболоз, 1952; Копелиович, Лапкин и Темин, 1955).

В 1951 г. первые глубокие скважины, пробуренные в Предкавказье, вскрыли дислоцированные и интенсивно метаморфизованные песчано-глинистые породы палеозойского и раннетриасового возраста, залегающие под ненарушенным покровом мезозойских отложений.

Новые данные явились подтверждением еще ранее высказанных предположений М. В. Муратова (1946) о более молодом, нежели докембрийский, возрасте складчатого фундамента данной территории. Руководствуясь этими материалами, А. Я. Дубинский (1956а, б) уточнил тектоническую схему Восточного Донбасса и Северного Предкавказья, высказав предположение о наличии двух синклинальных ветвей герцинской складчатости, возникших на месте палеозойского передового прогиба и разделенных антиклинорием.

Более широкое геотектоническое истолкование новых данных принадлежит М. В. Муратову, который впервые выделил эпигерцинскую (Скифскую) платформу «...с палеозойским и отчасти мезозойским складчатым основанием и мезо-кайнозойским осадочным покровом, расположенную между краем Русской платформы и передовыми альпийскими сооружениями Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и Копет-Дага» (Муратов, 1955). Северная граница молодой платформы была проведена от устья Дуная через Перекопский перешеек, несколько южнее устья Дона, через южную оконечность дельты Волги и северный берег п-ова Бузачи. Согласно представлениям М. В. Муратова, на юго-восточной окраине Русской (Восточно-Европейской) платформы в позднем палеозое существовал узкий краевой прогиб, проходивший через район г. Астрахани и несколько углублявшийся внутрь платформенной области, в сторону Днепровско-Донецкой впадины. В средней части Скифской платформы, в пределах описываемой территории, на тектонической схеме М. В. Муратова был показан ряд пологих структур осадочного чехла и в том числе Южно-Ергенинское валообразное поднятие, северная оконечность Ейской впадины, выделенной из состава Азово-Кубанской, Ногайская впадина в Прикаспии и Манычский прогиб.

В ряде работ, выполненных под руководством И. О. Брода, развивались идеи о последовательном разрастании древней платформы, в связи с чем в Предкавказье были выделены области палеозойской и раннемезозойской консолидации и область третичной складчатости, сменяющие одна другую в направлении с севера на юг. Однако указанные построения являются гипотетическими и требуют дальнейшего обоснования.

К 1956—1958 гг. было установлено, что мезо-кайнозойский чехол, покрывающий герцинские складчатые сооружения, на юго-восточном продолжении Донбасса довольно заметно дислоцирован и образует удлиненное поднятие, вытянутое вдоль намеченной еще А. П. Карпинским линии Донбасс—Мангышлак. Начиная с 1958 г. эта платформенная структура именуется валом Карпинского. Геофизическими и буровыми работами, проведенными на юге Ростовской области, в чехле молодой платформы было обнаружено субмеридиональное поднятие, осложняющее зону Манычских прогибов и названное Сальским.

В разное время и особенно после 1955—1960 гг. в работах Г. А. Бражникова, М. С. Бурштара, А. Г. Габриэляна, А. Я. Дубинского, М. П. Казакова, М. Ф. Мирчинка, Л. Н. Розанова, Ю. А. Сударикова, Н. Ю. Успенской, Э. Э. Фотиади, Е. А. Щерик, Я. С. Эвентова и других геологов был предложен целый ряд тектонических схем для различных частей рассматриваемого района. В 1962 г. И. И. Потапов и Н. И. Погребнов уточнили схему детального тектонического районирования данной территории. Большинство современных тектонических построений в той или иной мере отражают утвердившиеся представления А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и М. В. Муратова, положенные в основу существующих тектонических карт СССР, Европы и Евразии.

Максимальные абсолютные отметки поверхности фундамента в пределах наиболее возвышенных участков Приволжской зоны достигают минус 5500 м. Восточной ее границей является бортовой уступ Прикаспийской синеклизы.

Арчединско-Донская система уступов выделяется к юго-западу от Терсинской ступени, на левобережье приустьевой части р. Медведицы

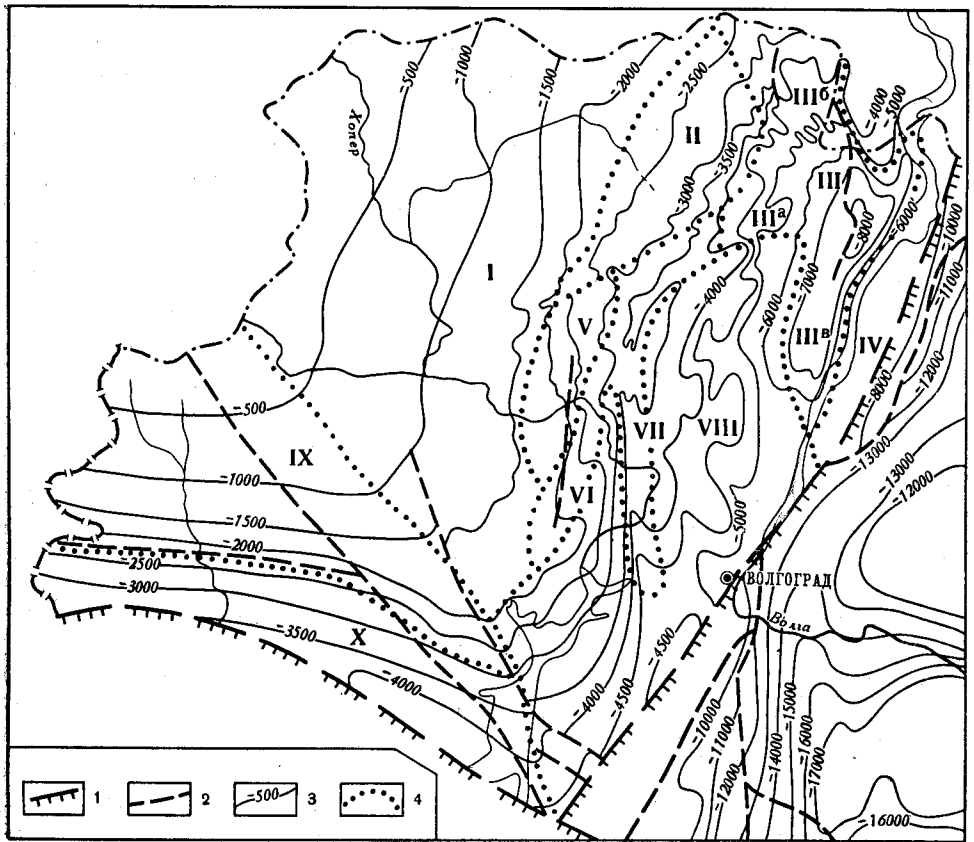


Рис. 78. Схема строения нижнего структурного этажа юго-восточной части Воронежской антеклизы (по материалам ВНИИНГ)

1 — крупные региональные разломы; 2 — тектонические разрывы второго порядка и соответствующие им флексуры в отложениях триасового девона; 3 — изогибсы поверхности фундамента; 4 — границы крупных тектонических элементов. Тектонические элементы: I — Хоперская моноклинал; II — Терсинская ступень; III — Уметовско-Линевская впадина, состоящая из Коробковской (IIIа), Линевской (IIIб) и Уметовской (IIIв) мульды; IV — Приволжская приподнятая зона; V — Арчединско-Донская система уступов; VI — Арчединский и VII — Карповско-Березовский прогибы; VIII — Кудиново-Волгоградская приподнятая зона; IX — Первомайско-Чирская моноклинал; X — Тормосинский прогиб

и на правом берегу р. Дона. Уступы, ориентированные в северо-восточном направлении, осложняют общую картину погружения поверхности фундамента к востоку.

Арчединский и Карповско-Березовский прогибы протягиваются в меридиональном направлении восточнее Арчединско-Донских уступов. Это относительно узкие и длинные грабенообразные депрессии, сливающиеся друг с другом юго-восточнее г. Фролово и соединяющиеся на севере с Коробковской мульдой.

Кудиново-Волгоградская приподнятая зона расположена в промежутке между Карповско-Березовским прогибом, Коробковской и

Уметовской мульдами. Рельеф поверхности фундамента характеризуется здесь сильной расчлененностью в связи с наличием целого ряда приподнятых блоков, по-видимому, горстового происхождения, разделенных грабенообразными депрессиями.

Участок возвышенного залегания фундамента, примыкающий к отмеченной выше осевой линии станица Казанская—пос. Октябрьский, нередко именуется Задонским, или Котельниковским, выступом.

Южный склон Воронежской антеклизы отличается от восточного более спокойным погружением поверхности фундамента. С севера на юг углы наклона постепенно увеличиваются, а абсолютные отметки изменяются от минус 150 м в наиболее возвышенной части до минус 4000 м вблизи границы со складчатым Донбассом. С известной долей условности по фундаменту выделяются Первомайско-Чирская моноклиналь и Тормосинский прогиб.

Прикаспийская синеклиза. Представляет собой область наиболее интенсивного прогибания Русской плиты, начавшегося еще в палеозое и длительно, с небольшими перерывами, продолжавшегося в мезозое и кайнозое, вплоть до новейшего времени, характеризуется глубоким погружением допалеозойского фундамента. Западная и юго-западная части этой структуры, располагающиеся в пределах рассматриваемой территории, относятся в основном к так называемой внутренней прибортовой зоне. Глубинное строение Прикаспийской синеклизы изучено слабо. Судя по имеющимся гравиметрическим, магнитометрическим и сейсморазведочным данным, кристаллическое основание залегает здесь на глубинах от 7—8 до 17 км и более (см. рис. 3). У западного борта синеклизы поверхность фундамента резко погружается к востоку, образуя систему узких, ступенчато расположенных уступов, ограниченных разломами. Высота граничных уступов достигает 3—6 км в северной и центральной частях Волгоградской области, уменьшаясь у ее южной границы.

Во внутренних частях Прикаспийской синеклизы фундамент имеет сложное блоковое строение. Многочисленные разломы, расчленяющие его на глыбы, проявляются в виде полосовых градиентов силы тяжести, магнитных ступеней, линейно вытянутых гравитационных и магнитных аномалий и уступообразных неровностей поверхности кристаллических пород на сейсмопрофилях КМПВ. Как и в смежных районах Русской плиты, здесь преобладают диагональные дизъюнктивные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. Первые считаются более древними, а вторые — относительно молодыми (Соколова, 1965; Аванисян и др., 1965).

Неравномерное и разнонаправленное смещение блоков фундамента по вертикали обусловило наличие в нем системы горстов, грабенов, ступеней и образование соответствующих неровностей в рельефе допалеозойской поверхности. На фоне общего погружения этой поверхности от периферии к центру синеклизы у западного борта последней протягиваются Волгоградский и Сарпинский грабенообразные прогибы. Вблизи южной границы синеклизы намечается субширотная (Астраханская) система поднятий с амплитудой более 6 км (см. рис. 3). По-видимому, в рельефе фундамента отражаются и некоторые другие структурные элементы, зафиксированные и оконтуренные в вышележащих палеозойских отложениях и описанные ниже.

Ростовский выступ, слагающий фундамент Ростовского свода, представлен архейскими и протерозойскими плагиоклазовыми гранитами, гнейсами, мигматитами, амфиболитами и другими кристаллическими породами. Перечисленные допалеозойские образования образуют куполовидные поднятия и линейно вытянутые структуры, ориентиро-

ванные в юго-восточном и близмеридиональном направлениях, характерных для складчатых форм КМА и Кривого Рога. С севера, востока и юга Ростовский выступ ограничен контактами с дислоцированными палеозойскими породами, слагающими основание эпигерцинской плиты. На западе Ростовский выступ допалеозойских пород, по имеющимся данным, составляет одно целое с Украинским щитом.

Размытая поверхность выступа образует пологую куполовидную возвышенность, вытянутую в широтном направлении. Вершина выступа достигает отметок минус 350—400 м и располагается несколько западнее г. Ростова-на-Дону (в районе устья р. Дона). Отсюда во все стороны поверхность допалеозойского фундамента постепенно понижается и достигает у границ выступа следующих глубин: на севере 1200 м, а на востоке и юге 1500—1600 м. К западу поверхность фундамента ступенчато понижается до отметок минус 600—650 м в районе г. Таганрога.

Определяемое этим понижением неглубокое Таганрогское седло отделяет Ростовский выступ от Украинского щита. Западное ограничение выступа условно проводится по изогипсе поверхности фундамента минус 550 м.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Воронежская антеклиз. Современное строение платформенного чехла Воронежской антеклизы является результатом сложных тектонических движений и в особенности — вертикальных блоковых перемещений кристаллического фундамента. Как показали исследования А. А. Аксенова, Г. А. Бражникова, А. Г. Габриэляна, А. Е. Лангборта, Е. А. Масленникова и других геологов, в среднем и позднем палеозое в пределах восточного склона Воронежской антеклизы развивались многочисленные локальные и более крупные структуры. Среднепалеозойский этап интенсивных блоковых подвижек и связанное с ними структурообразование в основном завершились к концу девона. Дифференцированные блоковые движения вновь возобновились лишь в поздней юре, однако знаки их изменились на противоположные. Блоки, которые до этого длительно погружались, приобрели тенденцию к поднятию, а поднятия сменились опусканиями. Изменение направленности тектонических движений привело к существенной перестройке палеозойской структуры. Многие относительно пологие поднятия под влиянием последующих движений стали развиваться противоположным образом. Однако в нижних горизонтах осадочного чехла, где палеозойские дислокации были выражены наиболее резко, элементы древнего структурного плана сохранились.

Сложные соотношения разновозрастных структурных планов, обусловленные проявлением конседиментационных блоковых движений и изменением их скорости и знаков, характерны для целого ряда тектонических элементов. Так, например, локальные поднятия Волгоградского правобережья могут быть подразделены по меньшей мере на четыре группы (рис. 79). К первой из них принадлежат погребенные структуры, выраженные на поверхности кристаллического фундамента и в отложениях девона и затухающие в вышележащих толщах, ко второй — структуры, прослеживающиеся от мезо-кайнозойских отложений до поверхности фундамента; к третьей группе относятся поднятия, проявляющиеся лишь в послеверхнефранских толщах и затухающие с глубиной; а к четвертой — структуры, намечающиеся главным образом по пермским и триасовым отложениям (Габриэлян и др., 1962; Аксенов и др., 1967; Бражников, Воронков и др., 1965). В составе указан-

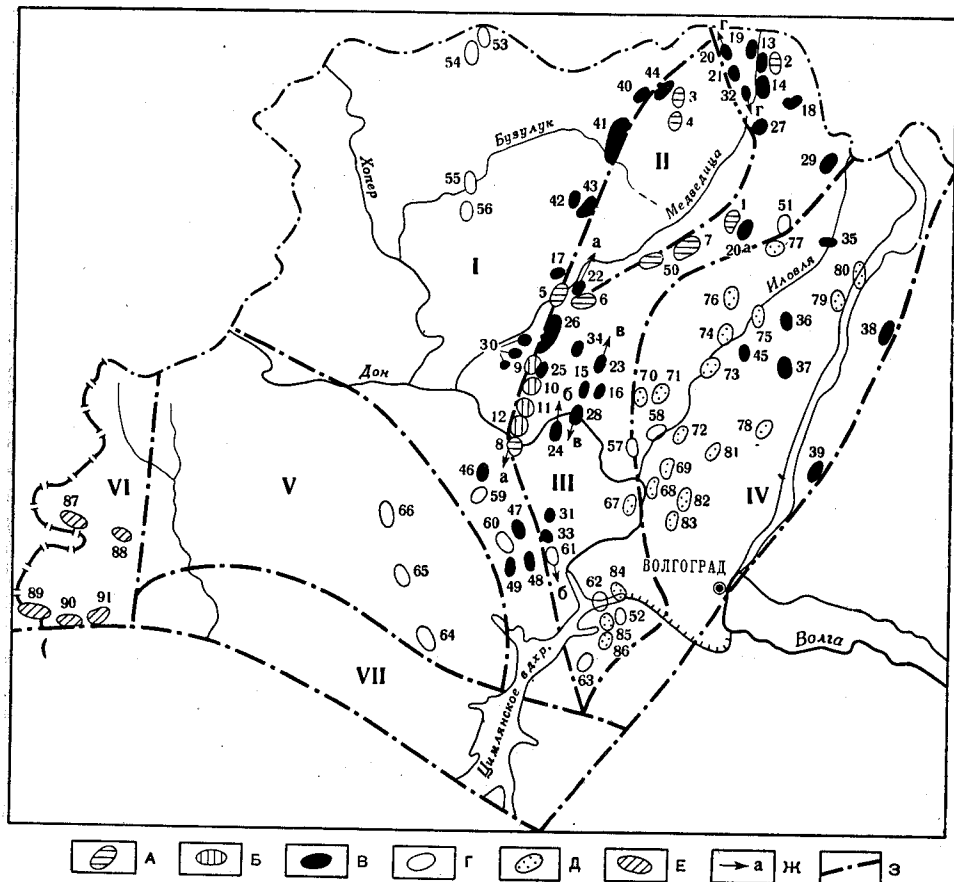


Рис. 79. Схема расположения локальных поднятий в осадочном чехле юго-восточной части Воронежской антеклизы (по Г. А. Бражникову и др., 1965, с дополнениями)

А — погребенные поднятия: Западно-Коробковское (1), Восточно-Бахметьевское (2), Северное Терсинское (3), Южное Терсинское (4), Западно-Миронычевское (5), Восточно-Миронычевское (6), Восточно-Дорожжинское (7), Донское (8), Петрушинское (50); Б — поднятия, проявляющиеся в девонских, каменноугольных и мезозойских отложениях: Орлиновское (9), Клетско-Почтовское (10), Карасевское (11), Подпешинское (12); В — поднятия, затухающие с глубиной в терригенном девоне (13—20), в верхнефранкских и фаменских отложениях (20а—32), в карбоне (33—34), в пермских отложениях (35—39) и в мезозойских отложениях (40—49): Бахметьевское (13), Жирновское (14), Зимовское (15), Шляжовское (16), Сидоринское (17), Линевоское (18), Ново-Кубанское (19), Кленовское (20), Коробковское (20а), Лемешкинское (21), Миронычевское (22), Арчединское (23), Верховское (24), Голубинское (25), Абрамовское (26), Нижне-Добринское (27), Саушинское (28), Иловлинское (29), Кепинское (30), Бузиновское (31), Меловатское (32), Нижне-Бузиновское (33), Ветютневское (34), Уметовское (35), Чухонастовское (36), Липовское (37), Александровское (38), Пролейское (39), Марецкое (40), Ивановское (41), Гришино-Свиридовское (42), Тульское (43), Родничковское (44), Николаевское (45), Осиновское (46), Евсеевское (47), Качалинское (48), Себряковское (49); Г — поднятия, установленные и намеченные по пермским и мезозойским отложениям (как правило, малоамплитудные): Восточно-Котовское (51), Восточно-Царицынское (52), группа поднятий, условно намеченных на верхнем и нижнем крыльях Кардаильской флексуры (53—56), Сиротинское (57), Южно-Авиловское (58), Калмыковское (59), Манойлинское (60), Сухановское (61), Качалевское (62), Громославское (63), Чернышковское (64), Обливское (65), Северо-Обливское (66); Д — поднятия прослеживающиеся в верхнепермских и триасовых отложениях («внутриформационные»): Кисляковское (67), Вешняковское (68), Нижне-Иловлинское (69), Логовское (70), Авилоское (71), Ширьевское (72), Солдчинское (73), Ольховское (74), Рыбинское (75), Романовское (76), Котовское (77), Погужинское (78), Антиповское (79), Камышинское (80), Лозновское (81), Качалинское (82), Южно-Качалинское (83), Маринское (84), Советское (85), Нижне-Царицынское (86); Е — поднятия, установленные на южном склоне антеклизы по каменноугольным отложениям: Волошинское (87), Журавское (88), Кружиловское (89), Грачичское (90), Глубинское (91); Ж — оси антиклинальных зон: Миронычево-Карасевской (а—а), Бузиновско-Верховской (б—б), Арчединско-Саушинской (в—в), Кленовско-Меловатской (г—г); З — границы крупных тектонических элементов: I — Хоперская моноκлираль; II — Терсинская впадина, III — Доно-Медведицкий вал, IV — Приволжская моноκлираль, V — Первомайско-Чирская моноκлираль, VI — Миллеровское поднятие, VII — Тормосинский прогиб

ных групп в зависимости от деталей строения поднятий можно выделить ряд подгрупп.

Наиболее резкие изменения структурных планов чаще всего наблюдаются на уровне подошвы верхнефранских отложений. Ниже указанной поверхности обычно фиксируются деформированные, но в общем сохранившие свою индивидуальность герцинские тектониче-

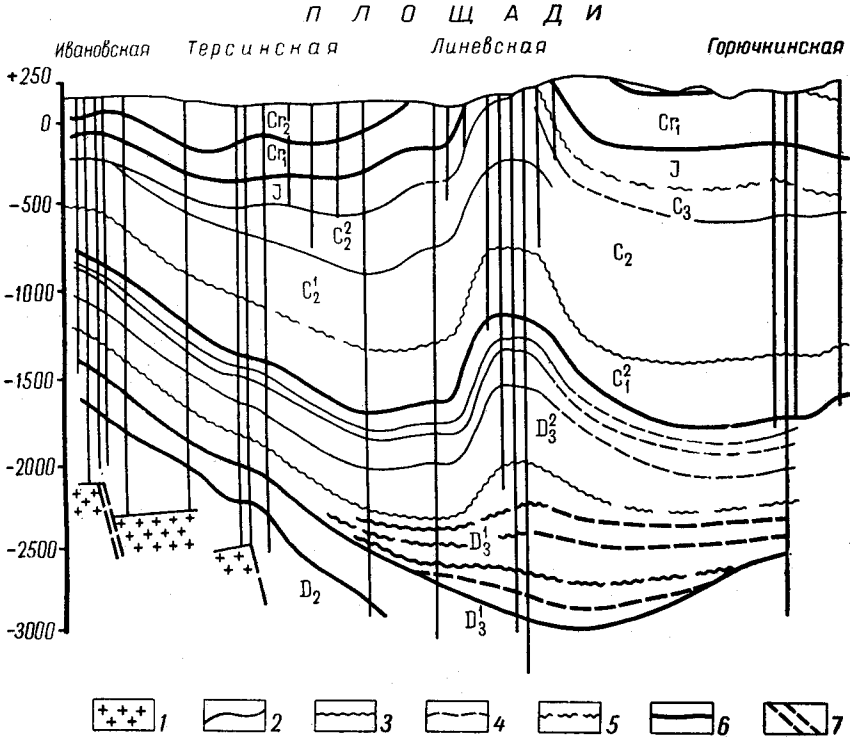


Рис. 80. Соотношение нижнего и верхнего структурных этажей восточного склона Воронежской антеклизы, по данным разведочного бурения (по Г. А. Бражникову и др., 1962, с упрощениями и дополнениями)

1 — породы фундамента; стратиграфические границы: 2 — установленные, 3 — то же, но с перерывами в осадконакоплении, 4 — обоснованные недостаточно, 5 — то же, но с перерывом в осадконакоплении; 6 — линии, показывающие наиболее типичные изменения структурных планов на различных стратиграфических уровнях; 7 — разломы в фундаменте

ские элементы в терригенном девоне. Выше нее, как правило, развиты затухающие с глубиной и обращенные, по отношению к более древним, структуры в палеозойских толщах и в общем совпадающие с ними поднятия и депрессии в мезо-кайнозойском комплексе (рис. 80). В связи с этим в осадочном чехле восточного склона Воронежской антеклизы выделяются два основных структурных этажа. К нижнему наиболее древнему относятся породы среднедевонского и раннефранского возраста, а к верхнему — позднефранские, фаменские, каменноугольные, пермские и мезо-кайнозойские образования.

Довернефранские отложения нижнего структурного этажа облекают поверхность кристаллического фундамента, повторяя ее неровности. Поэтому многие структуры, выделенные для этой поверхности, в значительной мере свойственны и нижней части осадочного чехла. Кроме описанных выше крупных тектонических элементов (Терсинская ступень, Уметовско-Линеvская впадина и др.) в нижнем структур-

ном этаже установлен ряд локальных, по-видимому, горстообразных поднятий (см. рис. 79). В пределах Терсинской ступени выделяются Южное Терсинское и Северное Терсинское, а также Западно-Миرونчевское и Восточно-Миرونчевское погребенные поднятия. К Арчединско-Донской системе уступов приурочены Орлиновское, Клетско-Почтовское, Карасевское, Подпешинское и Донское поднятия. Известен еще ряд положительных структур, выраженных в доверхнефранском комплексе: Петрушинская, Восточно-Дорожжинская, Западно-Коробковская, Восточно-Бахметьевская.

Некоторые элементы рельефа допалеозойской поверхности не отражаются в осадочных толщах нижнего структурного этажа. Так, например, бурением и сейсмическими исследованиями установлено, что приподнятые блоки фундамента, известные под названием Кудиновского, Дубовского и Камышинского, практически не проявляются даже в наиболее древних девонских отложениях (Аванисьян, Аксенов, Лангборт, 1966). Подобные соотношения фундамента и осадочного чехла свидетельствуют о проявлении относительно молодых, возможно, раннепалеозойских, додевонских блоковых движений. Однако материалов для более подробной их расшифровки пока что недостаточно.

Основными тектоническими элементами верхнего структурного этажа восточного склона Воронежской антеклизы являются Хоперская моноклираль, Терсинская впадина-терраса, Доно-Медведицкий вал и Приволжская моноклираль (рис. 81). В основу их описания также положены материалы ВНИИНГ.

Хоперская моноклираль расположена в бассейнах рек Хопра и Бузулука и прослеживается на правобережье р. Дона до линии станица Казанская—пос. Суворикино. Она совпадает с участками спокойного погружения поверхности кристаллического фундамента и выражена пологим юго-восточным падением палеозойских и мезозойских отложений. Углы падения в породах палеозоя несколько возрастают с запада на восток, не превышая 30—40'. Мезозойские осадочные образования залегают еще более полого. На левобережье р. Кардаила в них намечается близмеридиональная Кардаильская флексура, к крыльям которой, по-видимому, приурочено несколько незначительных по размерам локальных поднятий. Подобная же флексура намечается юго-восточнее г. Урюпинска (рис. 82). Вблизи восточной границы моноклинали известна серия локальных поднятий. Из них Сидоринское и малоамплитудные Кепинские поднятия проявляются в каменноугольных, а все остальные (Морецкое, Ивановское, Тульское, Гришино-Свиридовское, Осиновское, Евсеевское, Калмыковское, Манолинское, Себряковское, Качалинское—Задонское) — лишь в мезозойских и более молодых отложениях.

Терсинская впадина пространственно соответствует одноименной ступени, выделенной в нижнем структурном этаже. Впадина фиксируется лишь по мезозойским и более молодым отложениям, включая неогеновые (см. рис. 82). С глубиной она затухает и уже на уровне каменноугольных образований превращается в структурную ступень, полого наклоненную к востоку и юго-востоку (см. рис. 81). Таким образом, принятое название данного тектонического элемента и приведенное ниже описание справедливы лишь для его верхней надкаменноугольной части.

Терсинская впадина ориентирована в северо-восточном направлении. Ее северо-западная граница проводится по Ивановской флектуре, юго-восточная — по системе флексур и зон относительно крутого падения, проходящих вдоль левого берега р. Медведицы, а северо-восточная — по Кленовско-Меловатской флектуре. К северу впадина углуб-

ляется, соединяясь с Аткарско-Петровской и Карамышской депрессиями, расположенными на территории Саратовской области.

Мезозойские отложения, слагающие донную часть Терсинской впадины, образуют небольшие пологие структуры, вытянутые в северо-

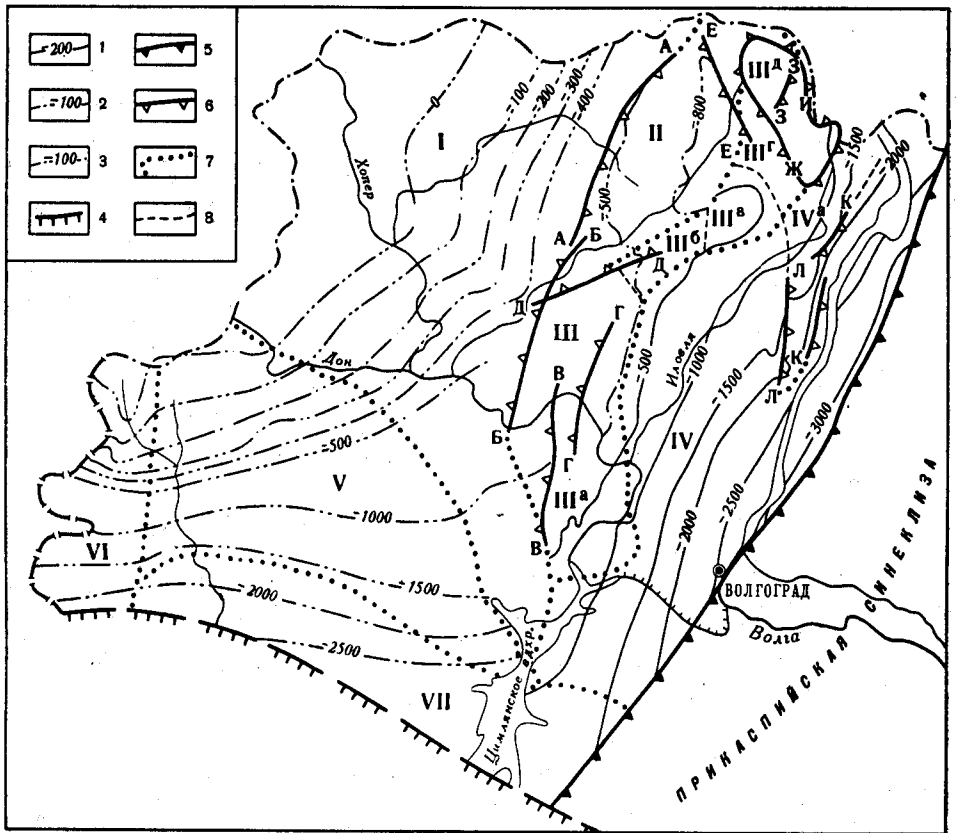


Рис. 81. Схема строения верхнего структурного этапа юго-восточной части Воронежской антеклизы на уровне каменноугольных отложений (по материалам ВНИИГ, Н. А. Редичкина и Н. И. Шамрай)

Изогипсы: 1 — кровли репера в отложениях касимовского яруса, 2 — кровли реперов в отложениях подольского горизонта, 3 — кровли карбонатной толщи черемшанского горизонта; 4 — Северодонецкий надвиг; 5 — Волгоградская флексура и разрывные нарушения, связанные с разломами фундамента; 6 — флексуры второго порядка: Ивановская (А-А), Миронычевско-Карасевская (Б-Б); Бузиновско-Верховская (В-В); Арчединско-Саушинская (Г-Г); Петрушинская (Д-Д); Кленовско-Меловатская (Е-Е); Жирновская (Ж-Ж); Линеvская (З-З); Иловлинская (И-И); Уметовская (К-К); Чухонастовская (Л-Л); границы: 7 — тектонических элементов; 8 — структур второго порядка. Структуры: I — Хоперская моноклинал; II — Терсинская терраса; III — Доно-Медведицкий вал: IIIа — Арчединско-Донские поднятия, IIIб — Дорожнинская седловина, IIIв — Коробковское поднятие, IIIг — Неткачевская седловина с Нижне-Добрянской террасой, IIIд — Жирновско-Иловлинские поднятия; IV — Приволжская моноклинал; IVа — Уметовско-Линеvская терраса, V — Первомайско-Чирская моноклинал; VI — Миллеровское поперечное поднятие; VII — Тормосинский прогиб

восточном направлении. В северо-западном ее борту углы падения равны около 3°, а перепад отметок мезозойских и палеозойских реперных горизонтов составляет 100—200 м. В пределах более крутого юго-восточного крыла углы падения превышают 7°, а высота бортового уступа достигает нескольких сотен метров (Шафиро и Аванисьян, 1965; Аванисьян, Аксенов, Лангборт, 1966).

На юго-западной окраине Терсинской впадины в верхнем структурном этапе проявляется Миронычевское локальное поднятие, а у ее

северо-западной границы — Родничковское. Первое затухает в верхнедевонских, а второе в мезозойских отложениях.

Доно-Медведицкий вал расположен на территории Волго-Иловлинского междуречья и представлен системой относительно крупных поднятий в каменноугольных и мезозойских отложениях. Слагающие его тектонические элементы приурочены к единой зоне, просле-

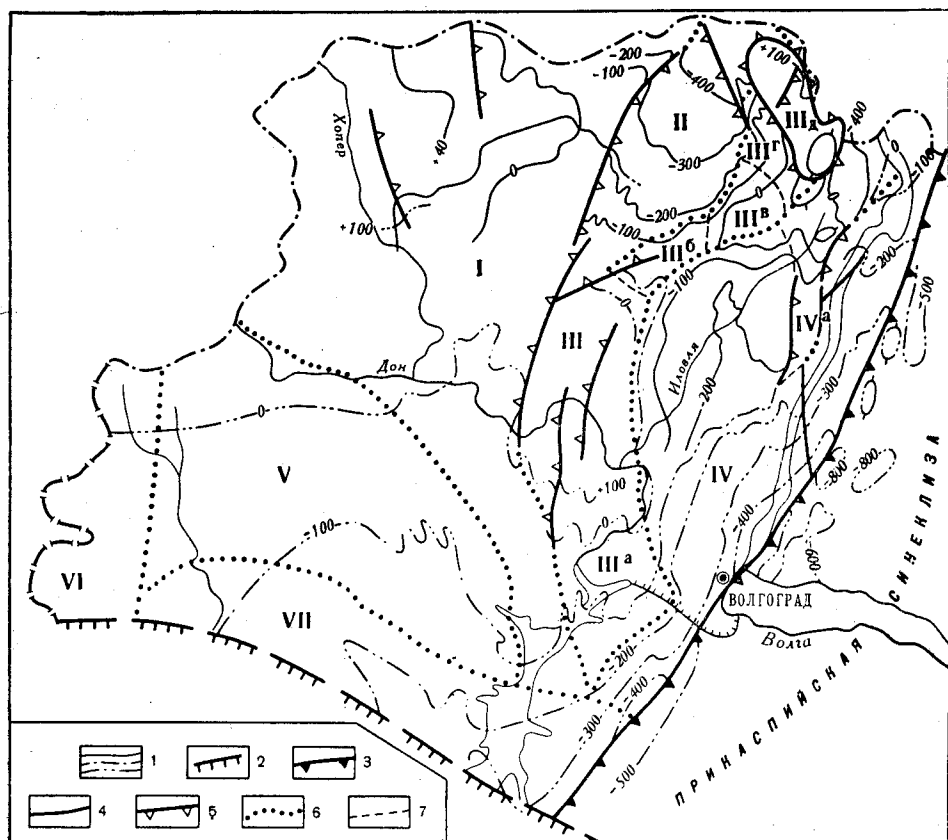


Рис. 82. Схема строения верхнего структурного этажа юго-восточной части Воронежской антеклизы на уровне мезозойских отложений

1 — изогипсы горизонтов мезозойских отложений; 2 — Северодонецкий надвиг; 3 — Волгоградская региональная флексура; 4 — сбросы второго порядка; 5 — флексуры второго порядка; 6 — границы тектонических элементов; 7 — граница между структурами второго порядка; названия структур см. в подписи к рис. 81.

женной в близмеридиональном направлении на протяжении более 350 км при ширине до 50—60 км и более. Современная структура вала сформировалась во второй половине третичного периода. В составе вала (с юга на север) выделяются Арчединско-Донские поднятия, Дорожжинская седловина, Коробковское поднятие, Неткачевская седловина и Жирновско-Иловлинские поднятия (см. рис. 81).

Арчединско-Донские поднятия располагаются над Арчединско-Донскими уступами, Арчединским и Карповско-Березовским прогибами нижнего структурного этажа. Западной их границей являются Мироньевско-Карасевская флексура и южная часть Бузиновско-Верховской флексуры. Восточная граница проводится вдоль линии перегиба каменноугольных слоев, который фиксируется переходом от относительно пологих углов падения внутри рассматриваемого структурного элемента

к более крутым — за его пределами. От Терсинской впадины Арчединско-Донские поднятия отделены Петрушинской флексурой. В северо-восточном и южном направлениях они постепенно затухают.

Структурные планы Арчединско-Донских поднятий по каменноугольным и мезозойским отложениям в целом совпадают. В верхнем структурном этаже достаточно отчетливо намечаются три валообразные зоны близмеридионального простирания: Миронычево-Карасевская, Бузиновско-Верховская и Арчединско-Саушинская (см. рис. 79).

Миронычево-Карасевская антиклиналь осложнена Подпешинским, Карасевским и Клетско-Почтовским поднятиями, а также Абрамовским и Голубинским поднятиями, затухающими в верхнефранских и фаменских отложениях. К этой же антиклинали тяготеет хорошо выраженное Орлиновское поднятие.

К своду Бузиновско-Верховской антиклинали приурочены Бузиновское, Нижне-Бузиновское и Верховское локальные поднятия, а к Арчединско-Саушинской антиклинали — Саушинское, Зимовское и Арчединское. К югу от Бузиновского располагается Сухановское поднятие. Обособленные положения занимают Шляховская структура, Ветютневское, Сиротинское, Калачевское, Громославское и некоторые другие поднятия.

Положительные локальные структуры, относящиеся к Арчединско-Донским поднятиям, обычно имеют амплитуду от 10 до 100 м. Их западные крылья наклонены под углами порядка 5° , а восточные, более пологие, — до 2° . Для многих поднятий характерно увеличение асимметрии с глубиной (до уровня верейского горизонта), а затем уменьшение ее вплоть до затухания изгибов слоев в низах верхнего девона (Аванисьян, Аксенов, Лангборт, 1966).

Дорожкинская седловина примыкает к юго-восточной границе Терсинской впадины, где простирание Доно-Медведицкого вала резко изменяется с меридионального на северо-восточное. Наличие ее связано с местным погружением оси антиклинального сооружения в промежутке между Арчединско-Донскими и Коробковским поднятиями. Седловина прослеживается по мезозойским отложениям и несколько слабее выражена в каменноугольных. В рельефе поверхности фундамента ей соответствует понижение, соединяющее Коробковскую мульду с Карповско-Березовским и Арчединским прогибами.

Коробковское поднятие в плане почти точно совпадает с одноименной мульдой, выделенной в отложениях нижнего структурного этажа. Это относительно крупная куполовидная структура, осложненная локальным поднятием, затухающим на уровне верхнефранских и фаменских отложений. Наибольшие углы падения свойственны юго-восточному крылу Коробковского поднятия. К востоку от Коробковского располагается Восточно-Котовское поднятие, выраженное по пермским и мезозойским отложениям.

Неткачевская седловина расположена к северо-востоку от Коробковского поднятия. Как и Дорожкинская, она отражает погружение оси Доно-Медведицкого вала в месте изменения его простирания. В нижнем структурном этаже седловине соответствует слабовыраженное поднятие, разделяющее Коробковскую и Линевскую мульды. На северо-востоке Неткачевская седловина переходит в Нижне-Добринскую террасу, к которой приурочено одноименное локальное поднятие в каменноугольных и меловых отложениях.

Жирновско-Иловлинские поднятия расположены у границы Волгоградской и Саратовской областей и принадлежат к северной оконечности Доно-Медведицкого вала, где последний вновь приобретает северо-западное простирание. От расположенной юго-западнее Терсинской

впадины они отделены Кленовско-Меловатской флексурой, а с востока ограничены Иловлинской флексурой. Большая, восточная часть данного тектонического элемента представлена удлиненным коробчатым блоком, оконтуренным Жирновской и Иловлинской флексурами и отчетливо проявляющимся как в каменноугольных, так и в мезозойских отложениях. В рельефе поверхности кристаллического основания и нижнем этаже платформенного чехла этому блоку соответствуют Линевская мульда и северная часть Уметовской. У северо-западной его границы расположены Бахметьевское и Жирновское локальные поднятия, выявленные по палеозойским и мезозойским отложениям, затухающие в терригенном девоне и ограниченные с запада Жирновской флексурой. Далее к юго-востоку располагается Линевское поднятие, которое выполаживается с глубиной и также затухает вблизи подошвы верхнего структурного этажа. Еще дальше к юго-востоку находится Иловлинское поднятие, крутое юго-восточное крыло которого переходит в одноименную флектуру.

С приподнятым крылом Кленовско-Меловатской флексуры сопряжена Кленовско-Меловатская зона поднятий с Меловатским, Лемешкинским и Кленовским локальными поднятиями. К северо-востоку от этой зоны известно Ново-Кубанское поднятие. Большинство из перечисленных структур проявляется наиболее отчетливо в каменноугольных отложениях. Некоторые геологи (Аксенов и др., 1967) считают, что Кленовско-Меловатская зона и участок, примыкающий к ней с востока, входят в состав Терсинской впадины.

Приволжская моноклинали расположена в промежутке между Доно-Медведицким валом и Волгоградской бортовой флексурой и выражена равномерным погружением палеозойских и более молодых отложений к востоку в пределах полосы шириной от 37 до 110 км и более. В целом спокойное залегание каменноугольных толщ с углами падения 1—2° осложнено Уметовско-Липовской ступенью, почти точно совпадающей в плане с Уметовской мульдой, выделенной в рельефе поверхности докембрийского фундамента. Западной границей ступени является Чухонастовская флексура, сопряженная с узкой антиклинальной складкой. На востоке ступень также имеет флексурное ограничение. К юго-западу от нее вдоль Волго-Иловлинского водораздела, прослеживается полоса местного увеличения углов падения пород карбона. Локальные поднятия в девонских и каменноугольных толщах Приволжской моноклинали, по-видимому, существуют. Однако сведения о них весьма ограничены и мало достоверны вследствие большой глубины залегания этих отложений.

Приволжская моноклинали и юго-восточная часть Арчединско-Донских поднятий отличаются от описанных выше тектонических элементов наличием мощной (до 900 м и более) толщи соленосных и гипсоносных отложений раннепермского возраста. Специфика физико-механических свойств и в особенности высокая пластичность этих пород обусловили развитие в них ряда структурных элементов, не связанных с тектоникой каменноугольных отложений и не всегда проявляющихся в вышележащих толщах. Поэтому для данной части Воронежской антеклизы принято выделять особый, внутриформационный структурный план, присущий главным образом сульфатно-галогенному комплексу (Аксенов и др., 1967). Внутриформационными локальными структурами являются Кисляковское, Мариновское, Советское, Нижне-Царицынское, Котовское, Камышинское, Антиповское, Логовское, Авиловское, Ширяевское, Нижне-Иловлинское, Вешняковское, Романовское, Ольховское, Солодчинское, Рыбинское, Погожинское, Лозновское, Качалинское и, возможно, некоторые другие поднятия (см. рис. 79).

Юрские и меловые отложения Приволжской моноклинали так же, как и каменноугольные, погружаются к Прикаспийской синеклизе под углами не более 1°. В мезозойском структурном этаже Уметовско-Липовская ступень превращается в одноименную приподнятую зону, в связи с чем по меловым и юрским отложениям западная часть моноклинали иногда описывается как самостоятельная Ольховская мульда.

В мезозойско-кайнозойских отложениях Приволжской моноклинали проявляется ряд куполовидных локальных поднятий, выполаживаю-

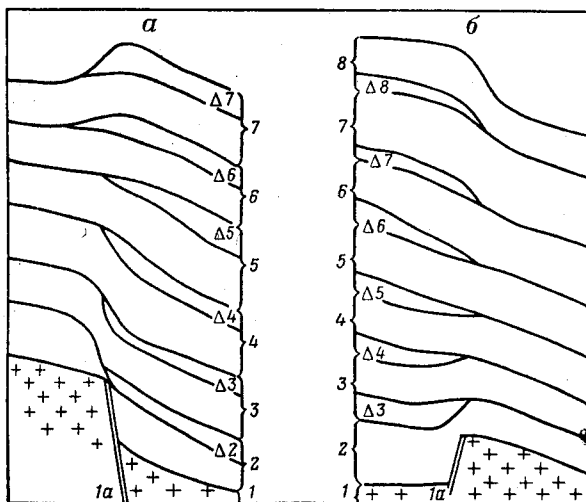


Рис. 83. Схема строения инверсионных флексур восточного склона Воронежской антеклизы (по Г. А. Бражникову. 1965)

a — флексура, приуроченная к сбросу в фундаменте с опущенным восточным крылом; *b* — то же, с опущенным западным крылом; 1 — фундамент; 1*a* — линия сброса в фундаменте; 2—8 — условные слои; Δ2—Δ8 — градиенты мощности

щихся на уровне соленосных кунгурских отложений. К ним относятся Александровское, Уметовское, Пролейское, Чухонастовское, Липовское, а возможно, и некоторые другие.

Как видно из вышеизложенного на восточном склоне Воронежской антеклизы широко развиты флексуры, являющиеся важными элементами тектонического строения данной области и соответствующие разломам в кристаллическом фундаменте. Большинство из них (Миронычевско-Карасевская, Бузиновско-Верховская, Арчединско-Саушинская, Петрушинская, Кленовско-Лемешкинская, Жирновская, Иловлинская и другие) имеют сложное строение и характеризуются существенным изменением морфологических особенностей при переходе от молодых к более древним отложениям. Как правило, флексуры, хорошо выраженные в верхнем структурном этаже, постепенно выполаживаются и с глубиной затухают. Еще глубже, в доверхнефранских отложениях, им соответствуют флексуры с противоположным падением, переходящие в разрывные нарушения, секущие и смещающие по вертикали породы кристаллического фундамента (Бражников, 1965; рис. 83). Отмеченная закономерность также является результатом проявления знакопеременных блоковых движений, обусловивших различие, а зачастую — прямую противоположность структурных планов верхнего и нижнего этажей

осадочного чехла. В отличие от перечисленных Волгоградская флексура имеет простое строение.

На южном склоне Воронежской антеклизы в пределах Ростовской и Волгоградской областей по отложениям платформенного чехла выделяются Первомайско-Чирская моноклинали, Миллеровское поперечное поднятие и Тормосинский прогиб.

Первомайско-Чирская моноклинали простирается от меридиана г. Миллерово до линии станица Казанская — пос. Суворикино (см. рис. 81). В ее северной части каменноугольные слои погружаются к юго-юго-востоку под очень пологими углами, обычно составляющими не более полуградуса. Южнее г. Миллерово простираение их изменяется на широтное, одновременно происходит увеличение углов падения до двух и более градусов. Детали тектоники этой части Воронежской антеклизы изучены недостаточно. Возможно, что описанные выше разломы в теле докембрийского фундамента затрагивают осадочный чехол или проявляются в нем в виде флексур и других тектонических осложнений.

Д. Н. Викторов выделяет на южном склоне Воронежской антеклизы ряд блоков (Калитвенский, Березовский и др.), ступенчато погружающихся к востоку и разделенных близмеридиональными разломами фундамента и флексурами в осадочном чехле.

Меловые и более молодые породы в пределах Первомайско-Чирской моноклинали в региональном плане залегают практически горизонтально. В бассейне р. Чира к ним приурочены Чернышковская, Обливская и Северо-Обливская пологие куполовидные структуры.

Миллеровское поднятие фиксируется западнее г. Миллерово в каменноугольных и более молодых отложениях, вплоть до палеогеновых. Оно вытянуто в меридиональном направлении и прослеживается по закономерному изгибу изогипс и ориентировке положительных аномалий силы тяжести. В своде поднятия отсутствуют пермские и триасовые отложения и заметно сокращается мощность меловых и палеогеновых образований. В связи с этим считается, что временем заложения данного тектонического элемента является начало мезозоя (Несмеянов и др., 1965).

Некоторые исследователи (А. И. Дюков и др.) полагают, что Миллеровское поднятие имеет блоковое строение и ограничено разломами в фундаменте и разрывными нарушениями или флексурами в осадочном чехле. Обращает на себя внимание приуроченность данного тектонического элемента к району северного продолжения Ровенецкого поднятия, хорошо изученного в складчатом Донбассе.

В осевой зоне и на крыльях Миллеровского поднятия известны брахиантиклинальные складки и другие, небольшие по размерам структурные осложнения. В наибольшей степени изучено газоносное Кружиловское локальное поднятие, расположенное на западной границе Ростовской области. Последнее принадлежит к субширотной цепочке передовых брахиструктур платформенного склона, проходящей вблизи Северодонецкого надвига и хорошо прослеженной в смежных районах СССР. Кружиловское поднятие отчетливо выражено в толще известняков подольского горизонта. Его амплитуда около 80 м, размеры в плане 4×15 км. В 20 км к юго-востоку от Кружиловского поднятия располагается кулисообразно сочлененное с ним Грачickское поднятие, оконтуренное бурением по кровле известнякового пласта касимовского яруса и непосредственно примыкающее к Северодонецкому надвику. К северо-востоку от Грачickского известно еще одно поднятие — Глубокинское. В отличие от Кружиловского и Грачickского, ориентированных в восточно-юго-восточном направлении, Глубокинское подня-

тие имеет восточно-северо-восточное простирание. Описанные брахиструктуры осложнены системой продольных и диагональных разрывных нарушений, вертикальные амплитуды которых обычно не превышают 80—100 м.

На широте г. Миллерово в каменноугольных отложениях намечаются Волошинская и Журавская брахиморфные структуры. Возможно наличие структурных осложнений и на других участках Миллеровского поднятия.

Тормосинский прогиб протягивается вдоль южной окраины Воронежской антеклизы и фиксируется сейсморазведкой (рис. 84) и

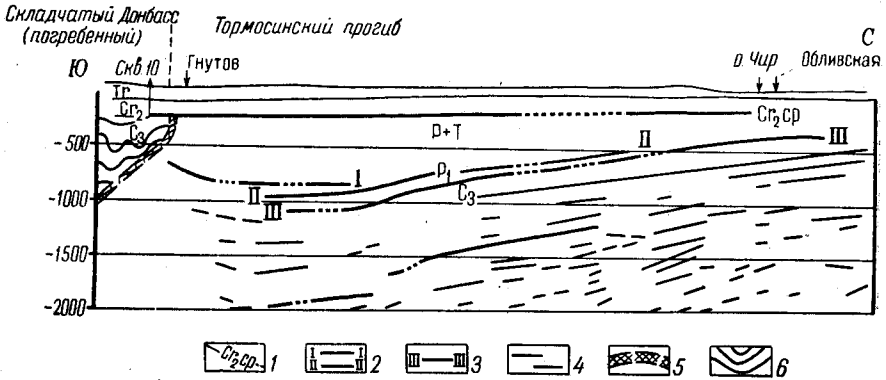


Рис. 84. Сейсмический профиль вкост простирания Тормосинского прогиба (по А. Г. Габриэляну и др., 1962, с дополнениями)

Отражающие горизонты: 1 — подошва меловых отложений; 2 — опорные горизонты в пермских отложениях; 3 — опорный горизонт в верхнем карбоне; 4 — то же, в других толщах; 5 — предполагаемое положение Северодонецкого надвига; 6 — стратиграфические контакты

бурением (Тормосинская опорная скважина). На западе он ограничен Миллеровским поднятием, а на востоке раскрывается в Прикаспийскую синеклизу. Северная граница прогиба условно проводится по субширотному разлому в фундаменте, а южная — по Северодонецкому надвигу.

В Тормосинском прогибе сохранились от размыва мощные толщи верхнекаменноугольных, нижнепермских и триасовых отложений. В палеозойском структурном этаже прогиб узкий и асимметричный с очень пологим северным крылом. Более крутое южное крыло нарушено Северодонецким надвигом и в значительной мере размыто. В сглаженной форме прогиб намечается и по мезозойско-кайнозойским отложениям, включая неогеновые. Весьма вероятно, что соответствующая ему депрессия имеется и на поверхности кристаллического фундамента. По вопросу о генезисе и времени формирования Тормосинского прогиба высказывались самые различные мнения. В. С. Попов считает, что этот прогиб сформировался на стыке древней платформы и складчатого Донбасса в мезозое и что наиболее погруженная его часть располагалась даже несколько южнее этого стыка. Другие исследователи рассматривают Тормосинский прогиб как «пришовную» депрессию (Судариков, 1964), передовой (Преддонецкий), предгорный, остаточный прогиб и т. п.

Прикаспийская синеклиза. Платформенный чехол Прикаспийской синеклизы имеет мощность свыше 15—17 км. Он подразделяется на подсолевой, соленосный и надсолевой комплексы, каждый из которых образует самостоятельный структурный этаж. К подсолевому ком-

плексу относятся докунгурские палеозойские образования, к соленосному — сульфатно-галогенная толща кунгура, а к надсолевому — верхнепермские и все более молодые образования. Иногда в качестве особого, «покровного», комплекса выделяются акчагыльские, апшеронские и четвертичные образования.

В структуре подсолевого комплекса западное ограничение Прикаспийской синеклизы фиксируется в виде уступа с вертикальной амплитудой около 1,5—2,0 км. Граничным разломам кристаллического фундамента в нижней части осадочного чехла соответствуют разрывные нарушения и флексуры меньшей амплитуды. С переходом из более древних в относительно более молодые толщи бортовой уступ несколько смещается к востоку (Козленко и др., 1965). Южная граница синеклизы по отложениям нижнего структурного этажа выражена неотчетливо.

От западного бортового уступа докунгурские отложения погружаются по направлению к центру синеклизы. При этом глубина залегания подсолевого ложа возрастает от 2—3 до 7—8 км и больше. Во внутренней прибортовой полосе выделяется ряд структурных элементов второго порядка: Волгоградский и Сарпинский прогибы, Ленинский, Александровский и Старо-Полтавский выступы (рис. 85).

Волгоградский и Сарпинский прогибы принадлежат к региональной системе прибортовых депрессий, прослеженных вдоль западной и северо-западной границ Прикаспийской синеклизы от г. Уральска в Западном Казахстане до пос. Городовиково в Калмыцкой АССР. Они отчетливо фиксируются полосой отрицательных аномалий силы тяжести, а также погружением преломляющих горизонтов на региональных сейсмопрофилях КМПВ (Аванисян, Аксенов, Лангборт, 1966). Оба прогиба совпадают с одноименными депрессиями в рельефе поверхности фундамента.

Ленинский выступ представляет собой замкнутое поднятие, ограничивающее Сарпинский прогиб с востока. Старо-Полтавский и Александровский выступы — осложнения типа структурных «носов», ориентированные в юго-восточном и близмеридиональном направлениях. Александровский выступ непосредственно сочленяется с Волгоградским прогибом.

На юге Прикаспийской синеклизы в нижнем структурном этапе выделяются Астраханское, Сайгачинское и Батыр-Малинское (Деде-Ламинское) поднятия, непосредственно примыкающие к границе древней и эпигерцинской платформ и разделенные грабенообразными понижениями.

Астраханское поднятие фиксируется к западу от дельты Волги в виде группы максимумов силы тяжести. Размеры его в плане составляют приблизительно 70×110 км, длинная ось ориентирована параллельно южной границе синеклизы. Поднятие имеет блоковое строение и со всех сторон ограничивается разрывными нарушениями и связанными с ними флексурами. Буровыми скважинами оно подтверждено лишь по отложениям надсолевого комплекса. По данным сейсморазведки, относительный подъем нижнекаменноугольных и некоторых других горизонтов превышает 2,5 км. С глубиной амплитуда поднятия заметно возрастает. Участок наиболее высокого залегания нижнекаменноугольных отложений несколько смещен к юго-востоку относительно вершины выступа в рельефе кристаллического основания.

Астраханское поднятие осложнено многочисленными разрывами, флексурами и локальными осложнениями, которые в рассматриваемом структурном этапе изучены слабо.

Сайгачинское и Батыр-Малинское поднятия палеозойских отложений намечаются по наличию положительных аномалий силы тяжести. Как и Астраханское, они, по-видимому, имеют блоковое строение,

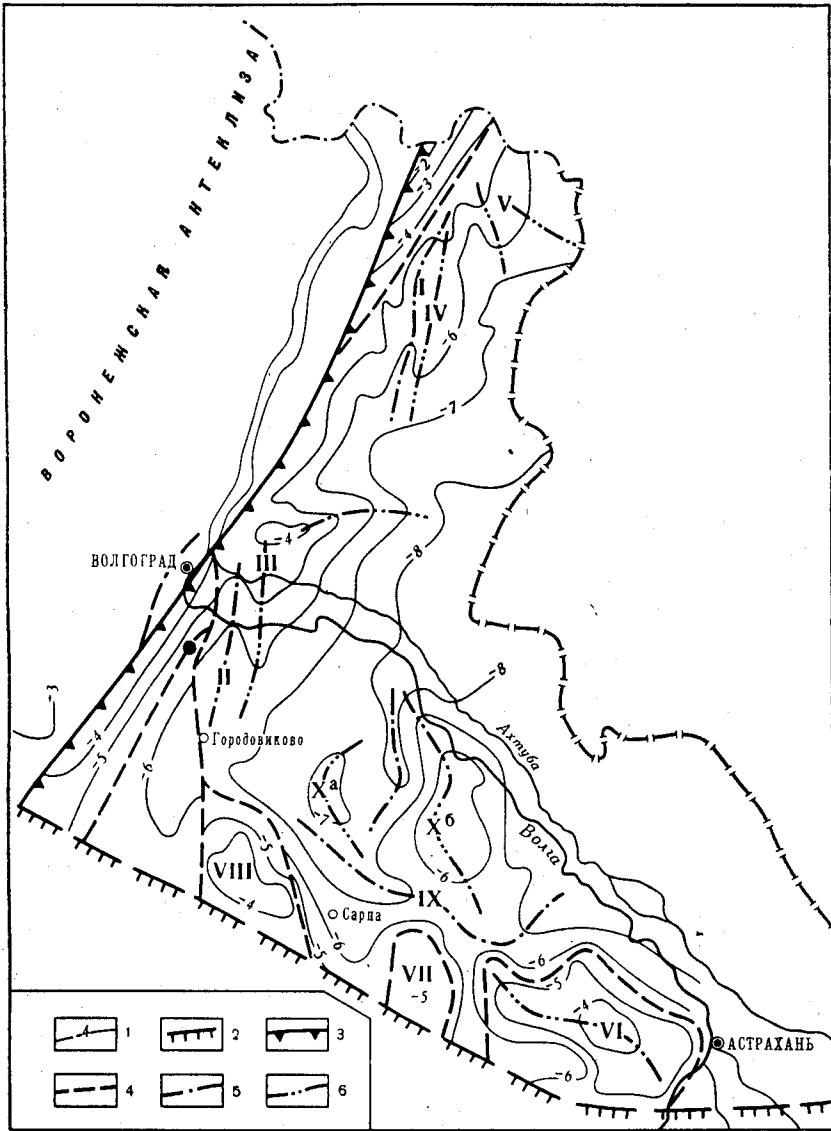


Рис. 85. Схема строения подсолевого структурного этажа западной окраины Прикаспийской синеклизы (по материалам ВНИИНГ)

1 — изогипсы отражающих горизонтов, условно относимых к сакмарско-артинским отложениям подсолевого комплекса (абсолютные высоты в километрах); 2 — Астраханский разлом; 3 — Волгоградская флексура и разрывные нарушения, связанные с граничным разломом фундамента; 4 — разрывные нарушения второго порядка; 5 — оси прогибов: Волгоградского (I), Сарпинского (II), Владимирского (IX); 6 — оси поднятий: Ленинского выступа (III), Александровского выступа (IV), Старо-Полтавского выступа (V), Астраханского (VI), Сайгачинского (VII), Батыр-Малинского (VIII), Волго-Сарпинского с вершинами Красносельской (Ха) и Енотаевской (Хб)

будучи пространственно и генетически связаны с горстовыми выступами фундамента. Наличие последних подтверждается сейсморазведкой КМПВ.

К северо-востоку от Астраханско-Батыр-Малинских блоковых поднятий в докунгурских отложениях прослеживается узкий Владимировский прогиб. Еще северо-восточнее, между Волгой и пос. Сарпа, выделяется Волго-Сарпинское (Солено-Займищенское) сводовое поднятие. Последнее отражается в гравитационном поле в виде трех сближенных максимумов, один из которых отвечает западной, Красносельской вершине, а два других — восточной, Енотаевской. Эти вершины разделены узкой субмеридиональной седловиной. Наличие Волго-Сарпинского поднятия подтверждено сейсморазведкой. Его амплитуда по отложениям докунгурского палеозоя достигает 2000 м, увеличиваясь с глубиной; амплитуда седловины составляет около 500 м (Аванисьян, Аксенов, Лангборт, 1966).

Характер залегания подсолевого комплекса к северу и северо-востоку от Волго-Сарпинского поднятия достоверно не установлен. Я. С. Эвентов считает, что докунгурское подсолевое ложе непрерывно погружается по направлению к центру синеклизы, образуя гигантскую чашу. Существуют и противоположные представления, согласно которым во внутренних районах Прикаспийской синеклизы имеются крупные поднятия, соответствующие известным здесь региональным гравитационным максимумам. Так, например, М. М. Чарыгин и др. (1965) предполагают наличие Аралсорского поднятия, западная оконечность которого располагается в пределах рассматриваемой нами территории, на широте г. Волгограда. Г. М. Аванисьян и др. (1965) выделяют Джаныбекское сводовое поднятие, расположенное к востоку от Волгоградского прогиба. Указанные авторы полагают, что крупные положительные структуры проявляются как в подсолевых отложениях, так и в породах надсолевого комплекса.

В юго-западном углу Прикаспийской синеклизы на уровне подсолевого структурного этажа отмечается разветвление западного граничного разлома синеклизы на несколько веерообразно расходящихся разрывных нарушений. Побочные нарушения ответвляются от бортового разлома и на севере Волгоградской области.

Строение промежуточного (соленосного) структурного этажа Прикаспийской синеклизы отличается чрезвычайной сложностью. Основной причиной этого явилось пространственное перераспределение соляных масс под действием гравитационного и тектонического факторов. А. А. Голов и Б. А. Соловьев (1966), основываясь на выводах Ф. Трусгейма и других исследователей, намечают следующую последовательность процессов формирования элементов соляной тектоники Прикаспийской синеклизы:

1. Внутрислоевое перемещение соли по направлению к участкам пониженного напряжения, возникавших на границах воздымавшихся блоков подсолевых пород, с образованием пологих соляных поднятий (соляных «подушек») и первичных компенсационных мульд.

2. Активное вертикальное перемещение соли под влиянием восходящих тектонических движений, образование первичных диапиров, вторичных компенсационных депрессий и генетически связанных с ними пассивных (остаточных) соляных поднятий, недоразвитых и нормально развитых вторичных куполов и, возможно, локальных структур типа «щита черепахи», характерных для Польско-Германской впадины.

По Ю. С. Кононову (1961), соляные структуры Прикаспия зародились в казанском веке. В процессе пластического течения соли первоначальная слоистость кунгурских отложений была очень сильно нарушена, вследствие чего расшифровка внутреннего строения соленосного комплекса практически невозможна.

Частичное, а иногда и полное выжимание соли из одних участков и сосредоточение ее на других, а также явления диапризма обусловили значительную расчлененность рельефа поверхности соленосного комплекса и деформацию покрывающих его толщ. В связи с этим структурный план надсолевого комплекса также в значительной мере усложнен по сравнению с докунгурским и зачастую не совпадает с последним. Ниже дается краткое описание основных особенностей соляной тектоники, определяющих строение верхнего структурного этажа.

Вблизи западного борта Прикаспийской синеклизы, который в верхнем структурном этаже выражен флексурами, а, возможно, и разрывными нарушениями, по верхнепермским и вышележащим отложениям прослеживается серия сильно удлиненных поднятий соли — линейных соляных структур («соляных антиклиналей»), разделенных понижениями и вытянутых вдоль бортового уступа, точнее, под острым углом к последнему. Возможно, что некоторые из этих соляных структур пересекают границу синеклизы, переходя в область Приволжской моноклинали. Некоторые из них имеют одинаковое направление с флексурами Воронежской антеклизы и даже увязываются с ними в единые структурные линии (Бражников, Салов и др., 1965). Ширина полосы развития линейных соляных структур достигает 65 км. В плане эта полоса совпадает с западными бортами Волгоградского и Сарпинского прогибов и Ленинским выступом нижнего структурного этажа. Отмечается закономерная приуроченность участков развития линейных соляных структур Прикаспийской синеклизы к зонам разломов кристаллического основания (Розанов, Сейфуль-Мулюков, 1965).

По данным сейсморазведки и гравиметрии, в Волгоградско-Астраханском Поволжье наиболее отчетливо выделяются Сарпинская, Бекетовская, Приозерная, Ушаковская, Каменнаярская, Ахтубинская, Ленинская, Демидовская и Быковская соляные антиклинали (Бражников, Салов и др., 1965; Погребнов, 1967). Перечисленные структуры зачастую располагаются кулисообразно, имеют извилистые очертания в плане, изменчивую форму и размеры поперечного сечения. Их ядрами служат соляные гряды на поверхности кунгурского комплекса, вершины которых располагаются на глубинах 600—1500 м и более. Высота антиклиналей достигает 2—3 км, ширина их составляет в среднем 500—1000 м, а протяженность от 10 до 100 км. Сочетание соляных антиклиналей в поперечном сечении внутренней прибортовой зоны синеклизы иллюстрируется рис. 86.

В сводовых частях соляных антиклиналей обыкновенно располагаются одно или несколько изометричных куполовидных поднятий. Так, например, к Ахтубинской антиклинали приурочены Паромненское, Южно-Паромненское и другие локальные поднятия, к Приозерной — Пойменное и Левобережное и др.

Одна из наиболее крупных линейных депрессий, разделяющих соляные антиклинали, располагается между Приозерной и Ушаковской структурами. Приуроченность ее к оси Сарпинского прогиба подсолевого комплекса является проявлением некоторой унаследованности докунгурского структурного плана. Г. А. Бражников, А. В. Воронков и др. (1965) называют указанную депрессию Райгородско-Сарпинским прогибом. Эти же авторы выделяют прогибы Красноармейский — к востоку от Бекетовской антиклинали, Светлоярский — в промежутке между Ахтубинской и Приозерной структурами и Ленинский — к востоку от Ушаковской.

Линейные структуры внутренней прибортовой зоны осложнены многочисленными разрывными нарушениями, рассекающими надсолевые отложения в сводах и на крыльях поднятий и пока что слабо

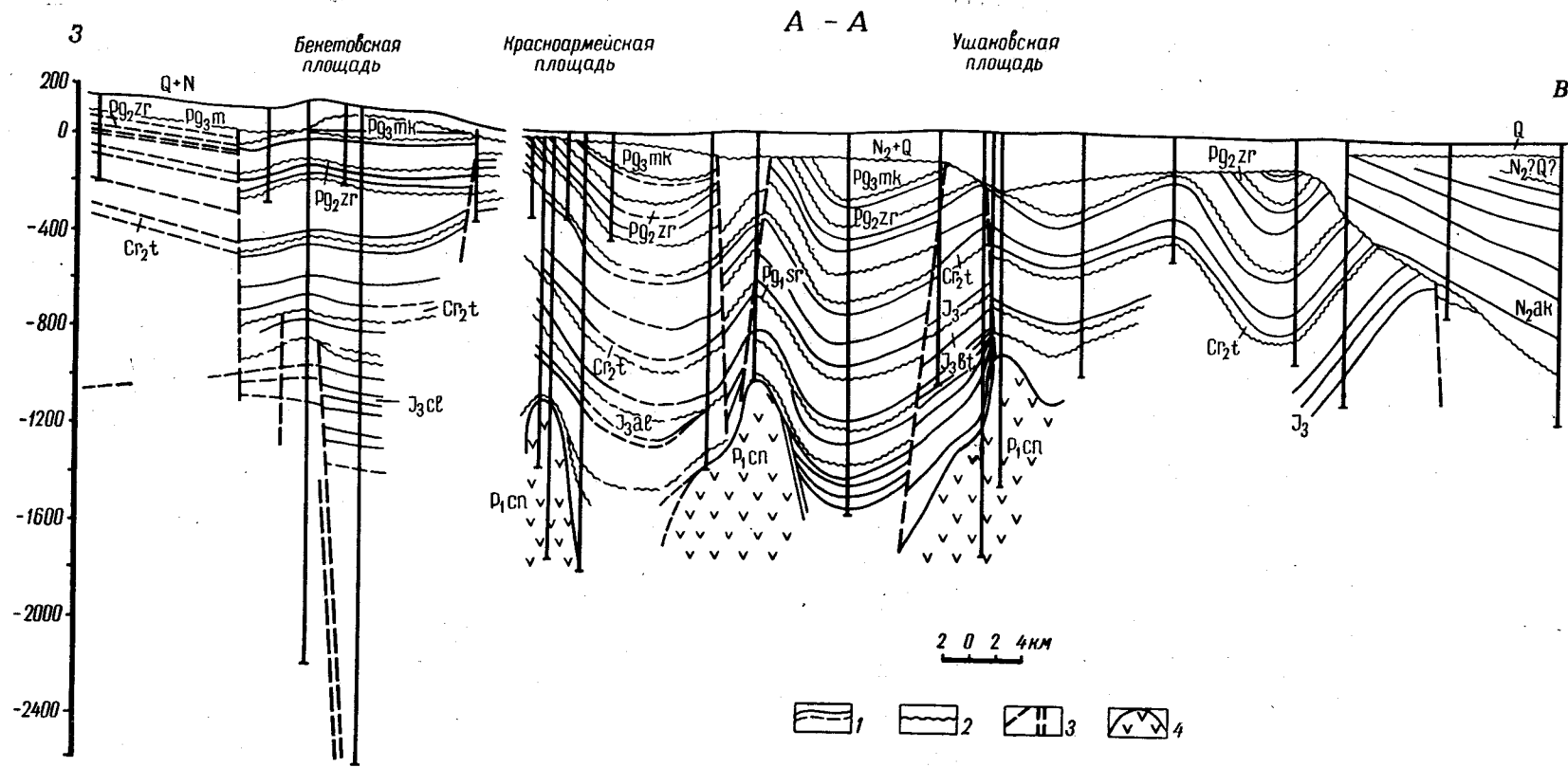


Рис. 86. Геологический разрез вкрест простирания зоны линейных соляных структур (по Г. А. Бражникову и др., 1965)
 1 — стратиграфические границы; 2 — границы несогласий; 3 — разрывные нарушения; 4 — соль

изученными. К востоку от оз. Горькосоленое и на левобережье р. Ахтубы, ниже г. Ахтубинска, линейные соляные структуры постепенно сменяются изометричными куполовидными образованиями, погруженными на разную глубину и имеющими различную амплитуду и размеры. В результате обобщения материалов гравиметрических съемок, сделанного в 1958 г. С. М. Кореневским и Н. И. Банера, а также последующих геологосъемочных и сейсморазведочных работ, установлено, что наиболее крупными являются Палласовский, Эльтонский, Баскунчакский, Харабалинский, Азауский и некоторые другие соляные купола с поперечными размерами порядка нескольких десятков километров. На Эльтонском, Баскунчакском, Харабалинском и Азауском поднятиях соляные ядра вскрыты буровыми скважинами на глубинах, не превышающих нескольких сотен метров, тогда как в межкупольных пространствах соль погружается на глубины до 2—3 км. В сводах Эльтонского и Баскунчакского куполов обнаружены компенсационные мульды, надсолевые осадочные образования расчленены разрывными нарушениями на ряд блоков. Данных для подробной характеристики подавляющего большинства соляных куполов, выявленных на рассматриваемой территории, недостаточно. По аналогии с хорошо изученными поднятиями Эмбенского района, Г. А. Бражников предполагает наличие здесь следующих типов солянокупольных структур (по классификации А. В. Ульянова):

1) прорванные купола, в которых соляное ядро выходит на дневную поверхность (Баскунчакский);

2) прорванные закрытые купола, в которых соляное ядро залегает под плиоценом (Эльтонский);

3) частично прорванные купола, в которых соляное ядро частично прорывает мезозойские и кайнозойские отложения (Азауский);

4) непрорванные купола, в которых соляное ядро лишь приподнимает мезозойские и кайнозойские отложения или частично прорывает только триасовые породы.

Более общая схема морфологической классификации соляных куполов и связанных с ними структурных элементов, разработана В. С. Журавлевым (1963, 1966), Л. Ф. Волчегурским и В. С. Журавлевым (1965). Последний различает рудиментарные и нормально развитые купола. К рудиментарным относятся глубокозалегающие структуры, соляные ядра которых не прорывают, а лишь приподнимают вышележащие слои. Рудиментарные купола чаще располагаются над остаточными выступами соли и локальными соляными линзами в полосе выклинивания галогенной толщи.

Нормально развитые соляные купола подразделяются В. С. Журавлевым на два основных типа: 1) купола с неразмытыми (или неразмывавшимися) в послетриасовое время соляными массивами и 2) купола с размывавшимися соляными массивами. Купола первого типа наиболее характерны для периферийных частей синеклизы. Они отличаются повсеместным развитием покрывающих соль пермо-триасовых отложений, асимметричным строением и наличием оконтуривающих сбросов. Среди структур второго типа, присущих главным образом внутренним частям Прикаспийской синеклизы, выделяются купола с островерхими и плосковерхими соляными массивами. В свою очередь плосковерхие структуры делятся на купола с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем, а также с горизонтальной и вогнутой кровлей.

Отрицательные соляные структуры Прикаспийской синеклизы В. С. Журавлев подразделяет на мульды оседания, компенсационные и межкупольные депрессии. Первые частично, а вторые полностью обра-

зовались в результате пластического перераспределения соли внутри соляных массивов куполов. Значительную, а возможно, и ведущую роль в образовании мульд оседания сыграли также процессы выщелачивания соли. Происхождение межкупольных депрессий связывается с оттоком соли и соляным массивом куполов, между которыми они располагаются.

Компенсационные мульды, расположенные внутри соляных массивов, именуются вдавленными, расположенные по периферии куполов — сопряженными. Межкупольные депрессии делятся на обрамленные, окруженные первичными поднятиями соли, и раскрытые, имеющие расплывчатые очертания. Вследствие недостаточной изученности большинства известных солянокупольных структур уверенное отнесение их к той или иной группе приведенных классификаций связано с серьезными трудностями.

Выше отмечалось, что главные элементы соляной тектоники зародились уже в конце перми. Формирование их продолжалось в мезозое и кайнозое. Многие соляные купола растут и в настоящее время. Ряд исследователей отмечает неравномерность развития соляных структур. Так, например, Г. Е.-А. Айзенштадт (1966 и др.) выделяет несколько периодов наиболее интенсивного роста соляных куполов (фаз куполообразования), совпадающих с региональными подъемами рассматриваемой области в предваланжинское, предготеривское, предаптское время и в другие моменты геологической истории Прикаспийской синеклизы. В. С. Журавлев (1966) считает, что указанные тектонические процессы не являлись существенным фактором, определявшим интенсивность образования соляных структур.

Подъем некоторых соляных куполов только за четвертичный период составил 500 м. На фоне общего опускания Прикаспийской синеклизы растущие соляные структуры погружались значительно медленнее по сравнению с межкупольными пространствами, а на отдельных куполах локальный подъем полностью компенсировал или даже превысил региональное прогибание. Так, например, гора Большое Богдо у оз. Баскунчак, сложенная отложениями перми и триаса, более чем на 100 м возвышается над четвертичной равниной. У оз. Эльтон на поверхности обнажаются юрские и меловые образования. Наряду с тектонически активными отмечаются и неактивные солянокупольные структуры, рост которых прекратился в доплиоценовое время.

На правом берегу Волги, в промежутке между полосой линейных структур и областью развития типичных соляных куполов, тектонические особенности среднего и верхнего структурных этажей определяются наличием очень крупных и сложных по морфологии Сарпинско-Черноярского и Полынно-Харбинского соляных массивов.

Сарпинско-Черноярский массив соответствует западной части Волго-Сарпинского поднятия подсолевого ложа. Он имеет причудливые очертания и в целом вытянут с севера на юг. Размер массива в плане в наибольшем измерении составляет примерно 150 км. Наиболее приподнятая его часть образует гребень, увенчанный локальными поднятиями и изогнутый к западу, в связи с чем массив довольно плавно вписывается в угол, образованный пересечением крупных разломов в юго-западной части Прикаспийской синеклизы. Глубина залегания кровли соли в пределах массива составляет от 400 до 1300 м.

На периферии Сарпинско-Черноярского массива развиты сопряженные компенсационные мульды. Одна из них, расположенная вблизи с. Черный Яр на Волге, изучена до глубины 3000 м Солено-Займищенской параметрической скважиной. Во внутренней части мульды туронские отложения вскрыты на глубинах 2679—2791 м, тогда как на со-

седних приподнятых участках массива глубина до них лишь редко превышает 500 м. Во впадине наблюдается значительное (до трех-, четырехкратного) увеличение мощности мезозойско-кайнозойских и в особенности верхнемеловых отложений, что свидетельствует о ее конседиментационном формировании в мезозое и палеогене. Следует отметить, что рассматриваемая мульда располагается над седловиной, разделяющей Красноармейскую и Енотаевскую вершины Волго-Сарпинского подсолевого поднятия. Другая, по-видимому, сходная с описанной компенсационная депрессия соответствует своду Красносельской вершины. Отдельные понижения отмечаются и во внутренних частях массива.

Полынно-Харбинский соляной массив расположен к югу от пос. Енотаевка. Судя по данным структурного бурения и сейсморазведки, он значительно меньше, чем Сарпинско-Черноярский, но имеет более сложное строение. Минимальные глубины залегания поверхности соли составляют здесь около 200 м, а превышения поднятий над погруженными участками достигают 2—2,5 км.

На гребне массива выделяется ряд обособленных куполов: Енотаевский, Владимировский, Иртинский, Харбинский, Восточно-Харбинский, Полынный. Наиболее детально изученный бурением и геофизическими методами Владимировский купол представляет собой типичное диапировое образование с уплощенным сводом и крутыми крыльями, углы падения которых достигают 20—30°. В надсолевых отложениях широко развиты радиальные сбросы и разрывы других направлений. Сводовая часть купола осложнена грабенообразным понижением и несколькими небольшими выступами (Самойлович, 1967). Весьма вероятно, что подобное же строение имеют и другие, пока что не изученные локальные поднятия этой группы. Периферийные и внутренние части Полынно-Харбинского массива также осложнены компенсационными впадинами.

В промежутке между Сарпинско-Черноярским и Полынно-Харбинским массивами по поверхности соленосного комплекса выделяется Енотаевская межкупольная депрессия. Ее соотношения с одноименной вершиной Волго-Сарпинского поднятия в нижнем структурном этаже не выяснены. В пределах депрессии намечается группа относительно глубоко погруженных куполов с небольшими по размерам соляными штоками (Раздольненский, Халганский, Колодезный, Отраденский, Бугринский и др.). Эти купола группируются в виде нескольких цепочек, лежащих на продолжениях отрогов соляных массивов. Разведанный бурением Халганский купол имеет округлые очертания и размер в поперечнике около 6 км. Его соляное ядро прорывает отложения триаса и верхней перми. Свод купола рассечен сбросами с амплитудой от 30—50 до 100—150 м, между которыми заключен небольшой грабенообразный блок (Самойлович, 1967).

На большей части территории, отвечающей Астраханскому блоковому поднятию, кунгурские галогенные отложения отсутствуют. Это обстоятельство определяет особенности строения верхнего структурного этажа и, в частности, отсутствие каких-либо элементов соляной тектоники. Сейсморазведкой и бурением установлено, что амплитуда Астраханского поднятия по мезозойским и кайнозойским маркирующим горизонтам достигает нескольких сотен метров. Возможно, что область отсутствия соленосного комплекса ограничена разрывными нарушениями.

В мезозойских и кайнозойских отложениях Астраханского поднятия выявлена группа платформенных брахиантиклинальных структур, обычно объединяемых в две зоны субширотной ориентировки — Разно-

чиновскую и Кирикилинскую. К первой относятся Разночиновская, Замьяновская, Южно-Замьяновская, Галовская, Красноярская и другие структуры, ко второй — Долан-Алдынская, Беркультинская, Бешкульская, Кирикилинская, Трусовская и др. Перечисленные локальные структуры обычно имеют небольшую амплитуду (первые десятки метров), пологие углы падения крыльев (до 2—5°) и размеры в плане не более 10—20 км. Некоторые из них являются выражением разломов и флексур нижележащего структурного этажа.

К западу от поднятий Астраханской группы, у южной границы Прикаспийской синеклизы, вновь появляются соляные купола (Каракульский, Борджинский, Западно-Пустынный, Шар-Царынский и др.) с ядрами, залегающими на сравнительно небольшой глубине.

Строение и литолого-фациальный состав самого верхнего, «покровного» комплекса, выделяемого в разрезе Прикаспийской синеклизы и трансгрессивно залегающего на размытой поверхности более древних пород, нередко обнаруживают связь с доверхнеплиоценовым структурным планом. В ряде случаев поднятия в отложениях верхней перми и мезозоя соответствует резкое сокращение мощности акчагыльских и апшеронских образований, тогда как над отрицательными структурами покровные отложения характеризуются большей мощностью и полнотой разреза. В соседних районах Саратовского Заволжья древние речные долины обыкновенно приурочены к тектонически пониженным участкам и четко оконтуривают приподнятые зоны (Ахлестина и др., 1965). Следует, однако, отметить, что некоторые локальные поднятия (около 20% от общего их числа) утратили активность в преакчагыльское и новейшее время и не отражаются в доплиоценовом рельефе. Рассматривая Прикаспийскую синеклизу в целом, Е. Ф. Ахлестина и др. (1965) выделяют ее в качестве одной из нескольких региональных ступеней доплиоценового ложа, наличие которых отражает специфику структуры мезозойского и палеозойского комплексов.

Ростовский свод. Расположен в районе г. Ростова-на-Дону и представляет собой небольшой относительно приподнятый участок Русской плиты, лежащий на восточном погружении Украинского щита. Как и везде на Русской плите, здесь также выделяются два основных структурных этажа — допалеозойский кристаллический фундамент и платформенный чехол.

Платформенный чехол образован меловыми породами несогласно облекающими фундамент, а также отложениями палеогена, неогена и антропогена, лежащими почти горизонтально (рис. 87). Нижний мел представлен глинами и алевролитами альбского яруса, выклинивающимися на северном склоне Ростовского выступа допалеозоя. Верхний мел, как и везде на соседних участках, сложен светлыми мягкими известняками, писчим мелом и мергелями. Палеоген сложен глауконитовыми песками и глинами, неоген и антропоген — глинами, песками и суглинками.

Границы Ростовского свода определяются в основном (на севере, востоке и юге) появлением в составе фундамента дислоцированных палеозойских пород, слагающих основание эпигерцинской Скифской плиты. Проведенная таким образом, с известной долей условности, граница Ростовского свода одновременно является здесь и границей разновозрастных Русской и Скифской плит.

Минимальная мощность чехла (и глубина залегания фундамента) 350—400 м соответствует вершине свода, расположенной в районе устья р. Дона (в скважине у с. Пешково фундамент вскрыт на отметке минус 405 м). Отсюда во все стороны мощность чехла и глу-

бина залегания фундамента постепенно возрастают и достигают у границ свода: на севере 1200 м, а на востоке и юге 1500—1600 м.

Северная граница Ростовского свода в восточной части определяется Манычским (Тузлов-Манычском) разломом, а западнее

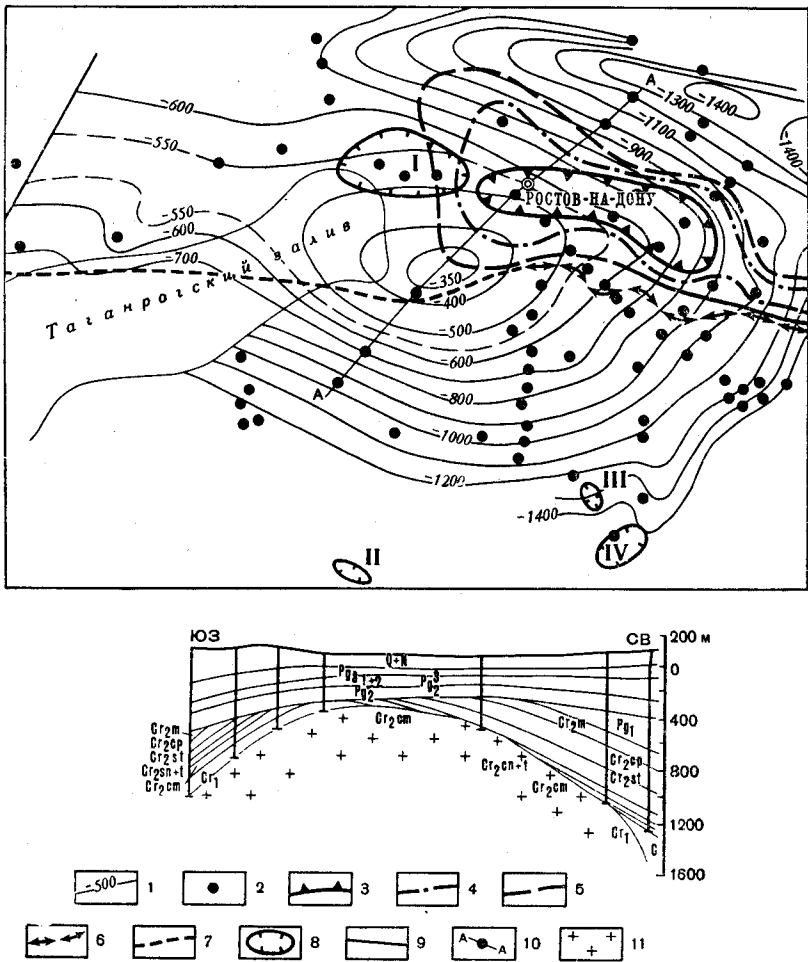


Рис. 87. Структурная карта Ростовского свода (по М. Л. Ходос)

1 — изогипсы поверхности песчано-алевритовой пачки нижнего мела (на территории, где данная пачка отсутствует, изогипсы поверхности фундамента); 2 — буровые скважины; контуры, показывающие отсутствие отложений; 3 — коньяк-туронских, 4 — сеноманских, 5 — нижнемеловых; 6 — линия выклинивания песчано-алевритовой пачки нижнего мела; 7 — то же, глинистой пачки нижнего мела; 8 — локальные поднятия: Синяевское (I); Старо-Минское (II); Кушевское (III); Ново-Михайловское (IV); 9 — линия разломов; 10 — линия геологического профиля; 11 — кристаллический фундамент (на разрезе)

р. Дона — южным контуром распространения палеозойских пород Донбасса. Восточная и южная границы проходят также частично по разломам, а частично по линиям эрозионного среза контакта допалеозоя и дислоцированных палеозойских пород.

Поверхность допалеозойского фундамента в районе г. Таганрога ступенчато понижается до отметок минус 600—650 м, чем определяется неглубокое седло (Таганрогское), которое и отделяет Ростовский свод от Украинского щита. Западное ограничение свода проводится условно по изогипсе поверхности фундамента минус 550 м. В этом

случае длина Ростовского свода, простирающегося с запада на восток, достигает 150 км, а ширина — 80 км.

Ростовский выступ, расположенный на восточном погружении Украинского щита, испытывал замедленные опускания, а иногда даже и подъем, приведший к размыву накопившихся осадков. В результате здесь возникло сводовое строение — вначале самой поверхности выступа кристаллического фундамента, а затем и у облегающих этот выступ меловых отложений. Нижнемеловой терригенный комплекс трансгрессивно перекрыл при этом южный склон и вершину выступа и совсем не отлагался севернее. Последовательное уменьшение площади древней суши в сеноманское, туронское, коньякское и раннесантонское время показано на рис. 87. В конце сантонского века выступ фундамента был перекрыт осадками полностью. В позднем мелу, когда отлагались карбонатные осадки, развитие данного поднятия замедлилось.

Современное куполовидное строение Ростовского свода сформировалось главным образом на грани мела и палеогена — в маастрихт-палеоценовое время. Резко усилившийся подъем сопровождался глубоким размывом накопившихся осадков, вследствие которого нижнеэоценовые терригенные отложения несогласно и почти горизонтально легли на альбские слои (см. рис. 87), а, возможно, перекрыли даже и допалеозой. Вышележащие глины, пески и суглинки палеогена, неогена и антропогена расположились уже почти горизонтально.

В пределах Ростовского свода выявлены Синявское, Александровское, Кущевское локальные поднятия. Кроме них намечается ряд недостаточного изученных структурных осложнений в отложениях мела и палеогена.

ДОНЕЦКИЙ ВЫСТУП И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Главными тектоническими структурами эпигерцинской платформы, расположенными в пределах описываемой территории, являются ориентированные в близширотном направлении Донецкий выступ (открытый Донбасс) и северная часть Скифской плиты, известная под названием вала Карпинского.

Южнее вала Карпинского по структурно-морфологическим особенностям, главным образом платформенного чехла, выделяются: Манычские прогибы (Тузлов-Манычский, Маныч-Гудиловский и Кумско-Манычский), Целинская седловина и Сальское поперечное поднятие.

Для Донецкого выступа, Скифской плиты в целом и большинства составляющих ее крупных тектонических структур и разломов характерна их вытянутость в близширотном (донецком, кавказском) направлении. Этим самым подчеркивается связь общих черт геоструктуры данной территории с развитием расположенных южнее линейных складчатых сооружений Кавказа.

Линейная тектоническая зональность и генетическая связь с развитием Средиземноморского подвижного пояса наиболее отчетливо отражены в общих особенностях Донецкого выступа и вала Карпинского, объединяемых общностью строения и формирования палеозойского структурного этажа. Последнее нередко является причиной их объединения в одно целое — в Донецко-Каспийскую тектоническую область. Еще чаще и в основном по общим геологопромышленным особенностям Донецкий выступ объединяется с крайним западным блоком вала Карпинского. Эта более крупная геологопромышленная единица именуется складчатым Донбассом.

Тектоника и другие особенности Донецкого выступа и вала Карпинского связаны с развитием протяженного пояса глубинных разло-

мов, прослеженного Н. Ю. Успенской (1961) из Белоруссии до Средней Азии и проходящего на рассматриваемой территории через Донбасс к Каспийскому морю. На поверхности допалеозойского фундамента этот пояс выражен цепью глубоких грабенообразных прогибов: Днепровско-Донецким, Донецко-Астраханским (расположенным на описываемой территории) и другими. Два названных прогиба образуют поздний авлакоген (Дубинский, Дюков, 1964), разобщивший в среднем девоне древний (допалеозойский) Сарматский щит Восточно-Европейской платформы на Украинский и Воронежский массивы. Начиная со среднего девона, Днепровско-Донецкий прогиб развивался как отрицательная платформенная структура, а Донецко-Каспийский — как миогеосинклиналь, в которой накопилось до 18 км только одних каменноугольных отложений (район г. Шахты). Двух- и даже трехкратное уменьшение мощностей донецкого карбона и составляющих его свит от оси прогиба к бортам, что иллюстрируется, например, серией изопахических схем, составленных М. Л. Левенштейном (1963), свидетельствует о конседиментационном развитии данного прогиба, а также о том, что ограничивающий его с юга Украинский щит не вовлекался в интенсивное погружение и не перекрывался отложениями каменноугольного возраста.

Донецко-Каспийский среднедевонский прогиб представляет собой в допалеозойском структурном этаже сложный асимметричный грабен, что схематически изображают меридиональные геологические профили (см. рис. 74, 76) и гипсометрическая карта поверхности фундамента (см. рис. 3). Грабен ограничен двумя основными разломами — северным Донецко-Астраханским и южным Маньчским, круто падающими к оси прогиба (под углами 70—85°).

В пределах Донецко-Каспийского грабена существуют и другие разрывы с меньшими амплитудами, как продольные, сопряженные с главными разломами (уступами), так и поперечные. Они схематически показаны на тех же профилях (см. рис. 74, 76). Эти нарушения, как и в других авлакогенах, во многом отражены современными складчатыми и разрывными деформациями каменноугольного комплекса, в основном выполняющего Донецко-Каспийский прогиб.

Наибольшие глубины грабена отмечаются в районе г. Шахты (до 10—11 км), южнее с. Заветного (до 14 км) и в пределах Цубукско-Промысловской системы поднятий (15—17 км).

Отметки верхнего края северного уступа у г. Луганска близки к 3 км. Восточнее они постепенно понижаются до минус 4—5 км вблизи г. Котельниково и далее скачкообразно до минус 8 и минус 10 км при пересечении с южным окончанием Волгоградской ступени. Эти наиболее низкие отметки прослеживаются к востоку на расстояние до 100 км. Вблизи группы Астраханских поднятий фундамента край северного уступа снова повышается до отметок минус 5—6 км. Тем самым между Котельниковским выступом и Астраханскими поднятиями обозначается приразломное седло, крылья которого понижаются более полого к юго-западу (в сторону прогиба) и скачкообразно к северо-востоку (в сторону Прикаспийской синеклизы) от минус 8—10 км до минус 12—16 км. Западнее и восточнее отмеченного седла высота северного уступа достигает 7—10 км.

Верхний край южного уступа Донецко-Каспийского прогиба от меридиана г. Ростова-на-Дону к востоку быстро понижается и достигает в районе г. Сальска (у пос. Яшалта) отметки минус 3,5 км, в районе с. Дивное минус 5 км и далее у Каспийского моря минус 11 км. Высота южного уступа на западе (у г. Новочеркаска) близка к 5 км, восточнее она медленно уменьшается и вблизи берега

Каспийского моря (станция Артезиан) составляет уже только 2 км (Багинская и Несмеянов, 1965). Также медленно поверхность допалеозойского фундамента понижается от края южного уступа прогиба в сторону южных районов Предкавказья.

В заключительные стадии развития Донецко-Каспийского прогиба поднятия стали преобладать над опусканиями. Накопившаяся мощная осадочная толща, осложненная складчатыми и разрывными деформациями, с этого времени уже не могла вмещаться в Донецко-Каспийском прогибе и, приподнимаясь в целом, образовывала возвышенности

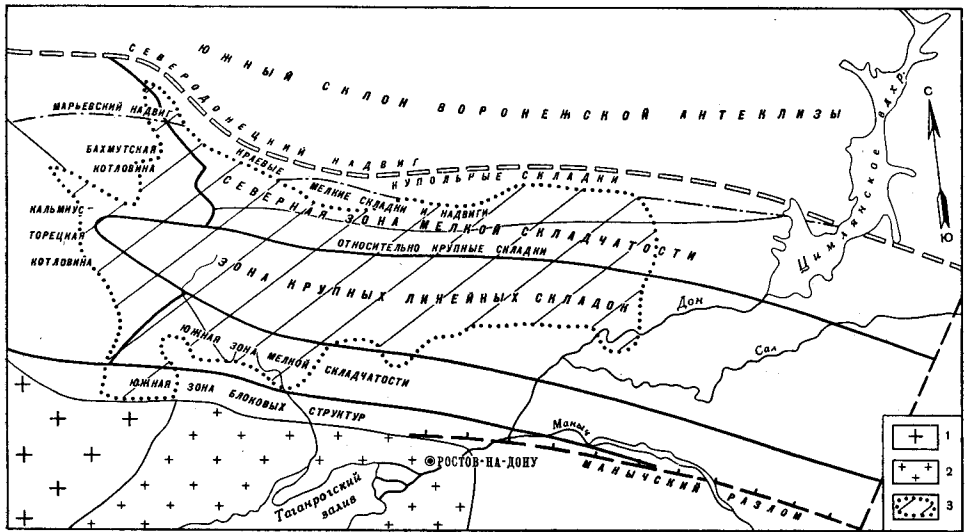


Рис. 88. Схема тектонического районирования Донбасса (по В. С. Попову, 1963; с дополнениями И. И. Потапова)

1 — Украинский щит; 2 — Русская плита; 3 — Донецкий выступ (открытый Донбасс)

древнего рельефа. Инверсия тектонических движений по бортовым уступам и сопряженным разрывам приводила к возникновению взбросов и надвигов в верхнепалеозойских и более молодых отложениях, а также к формированию складок. На месте среднепалеозойского грабена и связанных с ним отрицательных тектонических структур в позднем палеозое развились положительные структуры. Многие сбросы, в том числе и бортовые, в верхних своих частях преобразовались во взбросы и надвиги: Северодонецкий, Главный надвиг Донбасса (Алмазно-Марьевский), Маньчский и др.

Складчатый Донбасс* занимает территорию развития открытых и закрытых угленосных складок карбона. Она ограничена на севере Северодонецким надвигом, а на юге Ростовским выступом, Украинским щитом и Маньчским глубинным разломом. Складчатый Донбасс простирается от Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин на западе до тектонического разрыва, находящегося на южном продолжении Волгоградской ступени на востоке. Донбасс подразделен В. С. Поповым на ряд зон (рис. 88).

В центральной части складчатого Донбасса расположена зона крупных линейных складок, к югу от нее — южная зона мелкой складчатости и южная зона блоковых структур. К северу от зоны крупных

* Эта часть раздела написана совместно с С. Т. Прокопченко.

складок В. С. Попов выделил северную зону мелкой складчатости, подразделив ее на следующие полосы: относительно крупных складок, собственно мелких складок и надвигов, а также полосу краевых куполовидных складок (межнадвиговая зона).

Центральную, самую приподнятую и наибольшую по площади часть складчатого Донбасса занимает Донецкий выступ палеозойского складчатого фундамента Скифской плиты, где платформенный чехол отсутствует или представлен только четвертичными отложениями. В пределах выступа хорошо прослеживаются многочисленные линейные складки, различные по величине и строению, осложненные разрывами, сложенные породами каменноугольной, а на крайнем западе и пермской системы. Складки имеют в основном общедонецкое (восточно-восточное) простирание.

В наиболее приподнятой части Донецкого выступа, отвечающей крупному Ровенецкому поперечному поднятию, на значительной площади обнажены породы башкирского яруса среднего карбона (свиты C_2^1 — C_2^4). На окраинах выступа размытая поверхность палеозойских пород постепенно понижается и перекрывается покровом верхнемеловых и третичных отложений. Однако и на этих закрытых площадях, как и в пределах самого выступа, геологоразведочными работами прослежены маркирующие горизонты отдельных свит, пласты каменного угля и другие геологические детали каменноугольных складок, протягивающихся сюда из открытого Донбасса. Особенно далеко каменноугольные складки прослежены в Ростовской области. От границ Донецкого выступа они простираются к востоку более чем на 100 км (до поперечного разрыва, находящегося на южном продолжении Волгоградской ступени). На этой восточной территории, именуемой погруженным Донбассом, каменноугольная толща слагает фундамент Скифской плиты.

Складчатый Донбасс расположен на территориях РСФСР и УССР. Административная граница этих республик условно делит его на две части — восточную, находящуюся в пределах Ростовской области, и западную. В состав восточной части складчатого Донбасса, описываемой в настоящем разделе, входит часть Донецкого выступа и погруженный Донбасс, представляющий собой крайний западный блок вала Карпинского.

Описание системы палеозойских структур восточной части складчатого Донбасса произведено в соответствии со схемой тектонического районирования, разработанной В. С. Поповым (1963).

Южные зоны мелкой складчатости и блоковых структур располагаются в юго-западной части Ростовской области. Часть данной зоны, примыкающая к Ровенецкому поднятию (и образующая Миусский углепромышленный район Донбасса), описана О. С. Гавриленко (1963).

Зона блоковых структур, прилегающая к Украинскому щиту и его восточному погружению, описана в работе Т. С. Лебедева и Г. Т. Собакаря (1962). Упомянутые авторы на основании детальных геофизических исследований выделяют в пределах этой зоны две системы разрывов — близмеридиональную и близширотную. В Ростовской области из числа этих разрывов прослежены Еланчикский, Натальевско-Латоновский, Миусский, Верхне-Тузовский, Грушевский близмеридиональные и Абрамовский близширотный. Названные нарушения пересекают в различных направлениях кристаллические породы докембрия и складки палеозоя, обуславливая сложную складчато-блоковую структуру этой территории.

Северная граница южной зоны в основном проходит по близширотному Персиановскому надвигу, южнее которого поверхность размытых каменноугольных пород опущена по этому разрыву на 200—700 м и перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом.

Основными складчатыми структурами в палеозойском комплексе южной зоны являются Куйбышевско-Несветаевская (Первая Южная) и Красковская (Вторая Южная) антиклинали, а также Персиановская (Первая Южная) и Новочеркасская (Вторая Южная) синклинали. Пробуренная в 17 км к восток-северо-востоку от г. Новочеркасска глубокая скважина (Заплавская) позволила проследить до самого Дона ось Второй Южной антиклинали, проходящей непосредственно к югу от этой скважины. Данная скважина, остановленная на глубине 3500 м, не вышла из пределов свиты C_1^5 . К востоку от р. Миуса отмеченные тектонические структуры перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями северного борта Тузлов-Манычского прогиба.

Среди палеозойских пород южной зоны южнее г. Новошахтинска и далее на восток вдоль оси Первой Южной антиклинали прослеживается полоса выходов и скрытых залежей изверженных пород андезитового состава, приуроченных к разломам.

Зона крупных линейных складок охватывает четыре крупные структуры складчатого Донбасса: Главную антиклиналь, Северную антиклиналь, Главную Южную и Главную Северную синклинали.

Главная антиклиналь более детально изучена в открытой части Донбасса. Здесь в осевой части складки обнажаются породы свит C_2^2 , C_2^3 и C_2^4 среднего карбона. Складка симметрична. Падение крыльев вблизи оси крутое; углы падения уменьшаются вниз по падению. Восточнее (на правом берегу р. Дона) каменноугольные породы перекрываются широкоразвитыми отложениями третичного возраста. Разведочными работами установлено, что Главная антиклиналь в этом месте разделяется на несколько мелких складок, углы падения пород здесь также значительны (50—60°).

Задонская часть Главной антиклинали (восточнее р. Дона) выделяется в основном по геофизическим данным. Здесь перебурена песчанистая толща карбона (свиты C_2^3 и C_2^5) с типичными для Главной антиклинали очень крутыми углами падения (70—80°). На восточном продолжении оси антиклинали, в районе железной дороги Сальск—Волгоград, геофизические данные указывают на значительный подъем поверхности карбона до отметок минус 300 м. Еще восточнее структура Главной антиклинали не изучена.

Главная Южная (Шахтинско-Несветаевская) синклиналь поперечными поднятиями расчленяется на ряд частей. В пределах Ростовской области этими частями являются: Несветаевская, Шахтинская, Ново-Золотовская и Висловская синклинали. Их соответственно разделяют Аютинское, Керчикское и Кондаковское поперечные поднятия.

Несветаевская синклиналь примыкает с востока к Ровенецкому поднятию и имеет размеры 12×35 км. Синклиналь хорошо очерчивается выходами на поверхность нижних горизонтов свиты C_2^4 . Углы падения пород на крыльях достигают 35—50°, а в замковой части не превышают 3°. Разрывных нарушений здесь мало. Близмеридиональный крутой (75—85°) Самбековский сброс имеет амплитуду около 35 м. Он наблюдается в обнажениях пород карбона по р. Большому Несветаю.

Аютинское поперечное поднятие отделяет Несветаевскую синклиналь от Шахтинской и выражено резким изменением простирания каменноугольных пластов южного крыла в районе г. Аюты. Поднятие

сопровождается группой поперечных разрывов, из которых наиболее крупными являются Аютинский и Фрунзенский сбросы. Первый сброс протягивается в меридиональном направлении с северного крыла синклинали на южное, причем амплитуда его увеличивается к югу от 5 до 35 м. Параллельный Фрунзенский сброс располагается в 3—4 км к востоку; амплитуда его в осевой части синклинали около 45 м, поднято восточное крыло.

Шахтинская синклинали изучена лучше всего по отложениям свит C_2^2 — C_2^5 . Ее северное крыло более крутое (70 — 72°), южное — более пологое (до 55°). Ось синклинали погружается с запада-северо-запада на восток-юго-восток под углами 3 — 6° .

Разведочными и горными работами в Шахтинской синклинали выявлено значительное количество разрывов, амплитуда которых возрастает к крыльям. К южному крылу приурочены параллельные и почти вертикальные Главный Грушевский и Октябрьский сбросы. В первом сбросе опущено восточное крыло; на юге он примыкает к Персиановскому надвигу. Октябрьский сброс простирается в северо-северо-восточном направлении. Опущено его западное крыло, амплитуда сброса 18 м. К центру синклинали сброс затухает.

Петровский надвиг, Старо-Азовский, Большой Комсомольский, Малый Комсомольский и Артемовский сбросы осложняют северное крыло Шахтинской синклинали. Старо-Азовский сброс является крутопадающим (80 — 85°) и служит естественной границей между угленосными участками шахт «Комсомольская правда» и «Пролетарская диктатура». Опущенным здесь является восточное крыло. Амплитуда сброса на выходах пласта k_5 составляет 20 м; к югу она постепенно уменьшается и затухает у оси Шахтинской синклинали.

Большой Комсомольский сброс, падающий на восток под углами 60 — 75° , прослежен в шахтах 46 и «Комсомольская правда». Амплитуда его у выходов пластов $k_5^{2н}$ — $k_5^{1н}$ равна 8—10 м. По направлению к оси синклинали сброс постепенно затухает (в горных выработках шахты 1 им. Артема).

Артемовский сброс пересекает западное поле той же шахты, падая на запад-юго-запад под углами 68 — 70° . Амплитуда его в верхних горизонтах пласта k_5 равна 22—25 м. Вниз по падению сброс затухает. Опущено его западное крыло.

Восточнее г. Шахты южное крыло Шахтинской синклинали опущено и простирается почти до рч. Керчик. Несколько западнее и восточнее последней пласты южного крыла изгибаются к северо-востоку и юго-востоку, образуя в плане две флексуобразные складки. Эти флексуры определяют положение Керчикского поперечного поднятия, отделяющего Шахтинскую синклинали от Ново-Золотовской.

Ново-Золотовская брахисинклинали ограничивается на востоке Кондаковским поперечным поднятием и очерчивается выходами слоев свиты C_2^7 , прослеженными под мезозойско-кайнозойскими отложениями. Указанная структура асимметрична. Более пологими (20 — 25°) являются замковые части и южное крыло. На северном более крутом крыле углы падения достигают 45 — 70° . Брахисинклинали примерно по середине разделяется Семикаракорским поперечным поднятием на западную часть — Раздорскую и восточную — Семикаракорскую.

С Семикаракорским поднятием сопряжено два разрыва, пересекающих Ново-Золотовскую брахиантиклинали вкрест простираения. Блок, расположенный между разрывами, приподнят и образует Семикаракорский горст. Восточное из этих нарушений известно под именем Семикаракорского взброса, падающего на северо-запад под углом 48° . Амплитуда его колеблется от 10 до 280 м.

Кондаковское поперечное поднятие ограничивает расположенную восточнее Висловскую синклинали и хорошо очерчивается двусторонним замыканием известняка N_1 .

Висловская синклинали асимметричная, с более пологим ($10-20^\circ$) южным крылом и относительно крутым ($45-70^\circ$) северным. В западной части данной брахисинклинали прослежен поперечный сбрососдвиг (Висловский). На южном крыле складки он является надвигом, а на северном — сбросом.

В настоящее время разведана лишь западная часть Висловской синклинали. Ее юго-восточное продолжение, судя по материалам геофизических работ, воздымается и образует, по-видимому, брахисинклинальную структуру, ограниченную с востока Больше-Мартыновским поперечным поднятием.

Главная Северная синклинали (Главная синклинали по В. С. Попову, 1963) является магистральной близширотной структурой, протягивающейся через весь Донбасс. В восточной ее части выделяются Должано-Садкинская и Большеовская синклинали. Должано-Садкинская синклинали представляет собой крупную асимметричную складку с крутым южным крылом ($60-75^\circ$) и более пологим северным ($18-25^\circ$). Простираение каменноугольных пластов на ее северном крыле осложняется Гуковской и Зверевской флексурами, а также рядом разрывов. Гуковская флексура прослеживается к северу от выходов угольного пласта в виде полосы шириной $500-600$ м и длиной $6-9$ км. Падение пород в пределах флексуры южное, под углами $20-45^\circ$.

Зверевская флексура имеет ширину до 2 км и захватывает отложения свит $C_2^4-C_2^6$. Она вытянута на 15 км в восток-северо-восточном направлении, косо к общему простираению пород. Углы падения пластов достигают здесь 50° .

Кроме описанных пликативных дислокаций северное крыло Должано-Садкинской синклинали осложнено надвигами, сбросами и взбросами поперечного, преимущественно меридионального направления. Наиболее крупными из них являются Главный Гуковский и Чуевский надвиги. Первый имеет амплитуду около 35 м и падает на запад-юго-запад под углом от 35 до 50° . Чуевский надвиг у поверхности довольно крут ($35-40^\circ$), а с глубиной выполаживается до 25° . Амплитуда надвига 48 м, к югу и в глубину он быстро затухает, а на севере соединяется с Главным Гуковским надвигом. Большинство поперечных нарушений типа сбросов расположено вблизи Ровенецкого поднятия, амплитуды их невелики.

Восточная часть синклинали имеет юго-восточное простираение и замыкается западнее рч. Кагальника. Наибольшая ее ширина (по отложениям свиты C_2^4) составляет около 25 км. Синклинали здесь асимметрична и имеет довольно крутое ($30-65^\circ$) южное крыло и более пологое ($5-20^\circ$) северное. В донной ее части породы залегают почти горизонтально ($1-4^\circ$).

Основным разрывом здесь является Садкинский взброс, расположенный на южном крыле. В наиболее прогнутой части синклинали он имеет близширотное простираение, а восточнее — северо-западное. Падение взброса близко к направлению падения пластов карбона, амплитуда меняется от 45 до 250 м. Второй разрыв (сброс) обнаружен также в южной части синклинали. Простираение его близширотное, падение северное, амплитуда 170 м. Третье нарушение зафиксировано в юго-западной части синклинали. Оно падает на северо-восток (55°), причем приподнято восточное крыло. Это нарушение сечет породы свит $C_2^4-C_3^1$.

Расположенная к юго-востоку от Садкинской Большовская син-клинали почти не изучена.

Северная антиклиналь (Колпаковско-Замчаловская) примыкает к Главной Северной синклинали Донбасса с севера. Она включает в себя несколько антиклинальных поднятий и прослеживается от станции Дебальцево на западе до р. Дона на востоке. Антиклиналь осложнена более мелкими складками и разрывами пластов. Южное крыло ее характеризуется простым моноклинальным строением, которое лишь на отдельных участках нарушено мелкими изгибами. Северное крыло на всем протяжении осложнено системой складок, сливающихся с полосой мелких складок Донбасса. Приосевая часть Северной антиклинали представлена системой пологих складок, группирующихся около оси.

В районе станции Лихая Северная антиклиналь погружается и дугообразно изгибается к югу. Изгибу оси сопутствует появление на южном крыле антиклинали мелких складок и серии разрывов. К востоку от этой станции антиклиналь вновь воздымается, что сопровождается серией складок с многочисленными надвигами. Надвиги Северной антиклинали преимущественно широтные. В пределах Ростовской области наиболее значительными из них являются Лиховской, Розеттовский, Замчаловский и Тацинский.

Лиховской надвиг проходит по северному крылу антиклинали, падая на юго-запад под углом 65° при амплитуде до 100 м. К юго-востоку от станции Лихая он сопрягается с Замчаловским надвигом. Последний протягивается через сводовую часть антиклинали в близширотном направлении и падает на север под углом 55° , а амплитуда его составляет 15—30 м. К северу от Замчаловского располагается Розеттовский надвиг. Он падает на северо-северо-восток под углом 47° при амплитуде 30—50 м. Между Розеттовским и Замчаловским протягивается Тацинский надвиг, соединяющийся с первым из них. К востоку от указанного воздымания Северной антиклинали намечается новое ее погружение и изменение простирания на восток-юго-восточное. Южное крыло антиклинали является в то же время северным крылом Садкинской синклинали. Простирание слоев карбона здесь почти прямолинейное, падение южное под углами 20— 40° .

Северная зона мелкой складчатости располагается к северу от Северной антиклинали Донбасса, до Главного, или Алмазно-Марьевского (Каменского), надвига. Она протягивается по всей северной окраине складчатого Донбасса в виде узкой полосы шириной 15—25 км. В этой зоне В. С. Попов выделяет полосу относительно крупных складок и полосу собственно мелких складок. Такое разделение условно, так как границу между указанными типами складок провести почти невозможно. К числу относительно крупных складок относятся Краснодонецкая, Фоминская, Белокалитвенская и Жирновская синклинали, Екатерининская и Исаевская антиклинали. Остальные структуры этой зоны имеют меньшие размеры и более сложное строение (рис. 89).

Краснодонецкая синклиналь является довольно крупной асимметричной складкой, сложенной в осевой зоне породами верхней части свиты C_3^1 . Синклиналь прослеживается на расстояние 34 км при ширине 9 км. Углы падения пластов северного крыла (свиты C_2^5) достигают $60-80^\circ$, а южного $10-20^\circ$. В восточной части северное крыло осложнено двумя небольшими складками — Коксовской антиклиналью и Северной Краснодонецкой синклиной, которые далее к востоку развиваются в самостоятельные структуры. Разрывов на площади Краснодонецкой синклинали мало. Следует указать на Краснодонецкий и Антиклинальный надвиги. Первый протягивается

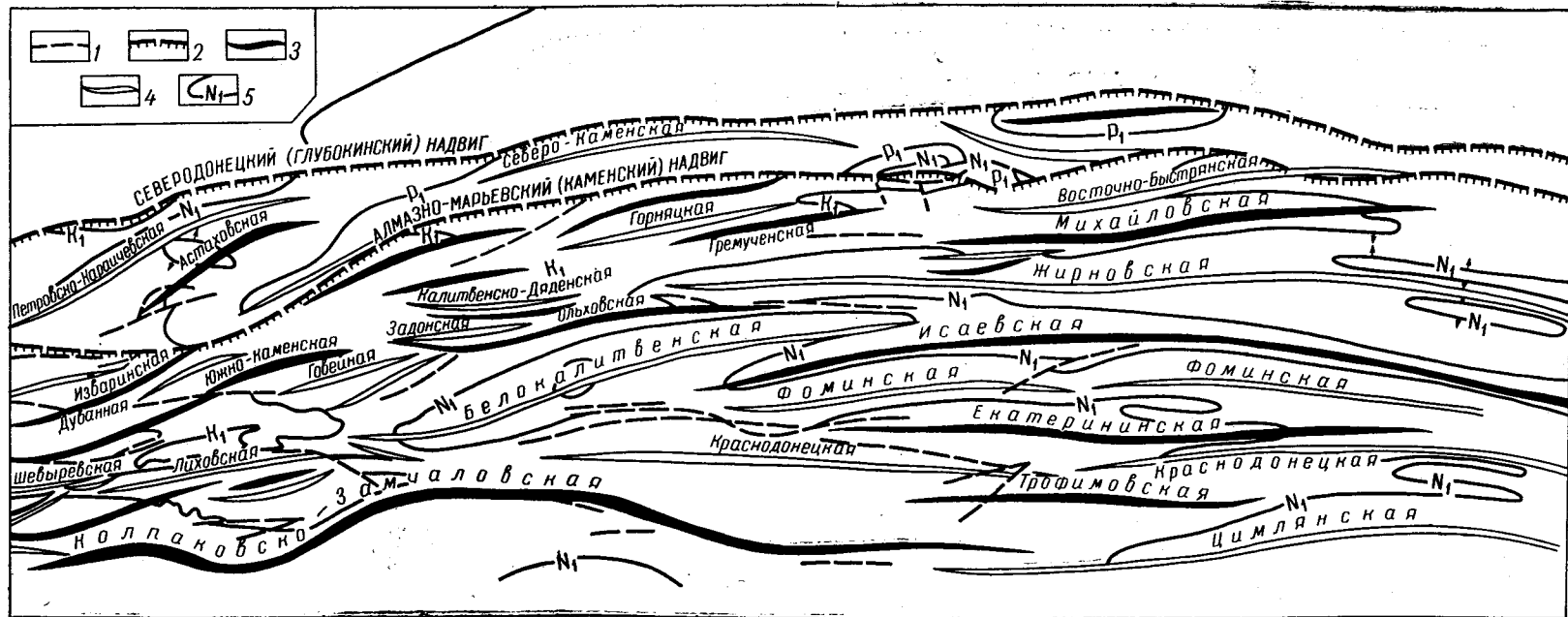


Рис. 89. Схема тектоники северной зоны мелкой складчатости восточной части Донбасса (по В. С. Попову, 1963)
 1 — разрывы; 2 — надвиги; 3 — антиклинали; 4 — синклинали; 5 — граничные известняки

в восточной части синклинали вдоль ее оси и падает к югу под углами $70-80^\circ$. Смещение пластов увеличивается в восточном направлении и достигает $70-100$ м. Приподнятым является южное крыло.

Краснодонецкая синклиналь отделяется от Северной антиклинали Антиклинальным надвигом, падающим на север под углами $70-75^\circ$. Амплитуда его составляет около 50 м, причем поднято северное крыло. От расположенных к северу Белокалитвенской и Фоминской синклиналей Краснодонецкая отделяется Екатерининской антиклиналью, осложненной многочисленными продольными разрывами, которые развиты преимущественно вблизи оси.

Екатерининская антиклиналь протягивается к востоку через хутора Ольховчик и Романов и далее погружается. Крылья складки крутые ($45-80^\circ$). В пределах антиклинали прослежено пять крутопадающих надвигов. Основной Екатерининский (Краснодонецкий) надвиг приурочен к южному крылу антиклинали. Он падает к югу и разрывает породы свит S_2^5 и S_2^7 . Амплитуда этого надвига колеблется от 40 до 300 м, уменьшаясь по простиранию в обе стороны.

Южно-Богатовский надвиг тянется по северному крылу Екатерининской антиклинали параллельно Краснодонецкому. Амплитуда его $250-360$ м. Надвиг падает к северу под углами от 30° на востоке до 45° в середине и до 70° на западе антиклинали.

Северо-Богатовский надвиг установлен на правом берегу р. Северского Донца, где это нарушение разрывает слои свиты S_3^1 . Амплитуда надвига изменяется от $50-60$ м на западе до 160 м в центральной части и до $10-15$ м на востоке. К северу от данного разрыва по правому берегу р. Северского Донца отмечено еще несколько надвигов и сбросов более мелких, чем описанные. К Екатерининской антиклинали с севера примыкают Белокалитвенская и Фоминская синклинали.

Белокалитвенская синклиналь является самой большой структурной полосой относительно крупных складок. Она протягивается в широтном направлении на 70 км, примыкая западной частью к Северной, а восточной — к Исаевской антиклиналям. В осевой части Белокалитвенской синклинали разрыв обнажил породы верхней части свиты S_3^2 . Синклиналь асимметрична, с более пологим ($40-55^\circ$) северным крылом и более крутым ($50-70^\circ$) южным. Она осложнена надвигом, амплитуда которого на западе достигает 250 м, а на востоке уменьшается, по-видимому, до нуля. В замковых частях синклинали углы падения слоев уменьшаются до 5° .

Фоминская синклиналь прилегает к Екатерининской антиклинали с севера. Наиболее погруженная часть данной синклинали находится к востоку от р. Быстрой, где в осевой зоне сохранились от размыва отложения нижней части свиты S_3^2 . На западе синклиналь суживается и прослеживается через хутора Ольховлик и Богатов. На правом берегу р. Северского Донца складка значительно деформирована Богатовским и Краснодонецким (Екатерининским) надвигами. Фоминская синклиналь отличается одинаковой крутизной обоих крыльев и пологим дном.

Непосредственно севернее проходит Исаевская антиклинальная складка, выраженная наиболее четко также восточнее р. Быстрой. Эта складка на всем протяжении асимметрична, с более крутым (60°) южным крылом и более пологим (30°) северным. На западе, в районе хутора Богатова, Исаевская антиклиналь, как и Фоминская синклиналь, деформирована Краснодонецким и Богатовским надвигами.

Западные части Фоминской синклинали и Исаевской антиклинали сильно сужены, а западнее р. Северского Донца они наблюдаются лишь в виде неотчетливых деформаций южного крыла Белокалитвенской

синклинали. Восточные продолжения обеих этих складок закрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями и почти не изучены.

К северу от зоны относительно крупных складок располагаются структуры, принадлежащие к северной полосе собственно мелких складок. К этим структурам относятся Лиховская, Говейная, Калитвенско-Дядинская, Горняцкая, Быстринская синклинали и ряд других более мелких складок.

Междвиговая зона располагается к северу от зоны мелкой складчатости. Эта сравнительно узкая зона, осложненная свойственным ей переходным типом складчатости, обычно именуется «шовной» или «зоной сочленения» разновозрастных платформ. Южной границей междвиговой зоны является Главный (Каменский, Алмазно-Марьевский) надвиг. Простираение надвига восток-юго-восточное, углы падения изменчивы. Амплитуда надвига колеблется от 250 до 3500 м (у г. Каменска). Восточнее станции Тацинская Главный надвиг раздваивается на две ветви — северную и южную с амплитудой соответственно 1000 и 1400 м.

Северной границей междвиговой зоны является Северодонецкий, или Глубокинский, надвиг, положение которого зафиксировано геофизическими работами и многими скважинами. Он протягивается почти параллельно Главному надвигу и его северной ветви и также имеет изменчивое южное падение. Вблизи станции Глубокая амплитуда Северодонецкого надвига составляет 650 м, севернее станции Тацинская 500 м, а восточнее колеблется в пределах 700—1100 м.

Пликативные структуры междвиговой зоны изучены слабо. На большей части этой площади каменноугольные отложения залегают моноклинально, полого падая на юг и осложняясь спокойными складками в средней части зоны, а также непосредственно у надвигов.

На западе (Каменский район) в междвиговой зоне выделяется асимметричная Северо-Каменская синклиналь. Пологое Астаховское поднятие делит эту структуру на две узкие синклинали: северную — Петровско-Караичевскую и южную — Северо-Каменскую. Последняя прослеживается к востоку вплоть до Цимлянского водохранилища.

В районе р. Быстрой междвиговая зона осложнена Скосырским антиклинальным поднятием. Оно имеет почти симметричное строение: падение северного крыла 6° , южного 4° . По замыкающей изогипсе 700 м известняка O_5 длина данного поднятия равна 16 км, ширина 5 км, амплитуда 150 м. К западу от Скосырского антиклинального поднятия вырисовывается восточная периклиналь еще одного поднятия, северное крыло которого срезано Северодонецким надвигом. По строению и размерам эта структура аналогична Скосырской. В 27 км восточнее Скосырского поднятия расположено небольшое Вязовское поднятие. По замкнутой изогипсе — 500 м размеры этой структуры составляют $6,0 \times 2,5$ км. В 25—30 км к востоку от Вязовской структуры выявлено вытянутое Северо-Белянское поднятие. Размеры его по известняку N равны 10×2 км, амплитуда 95 м. Углы падения пород на северном крыле составляют $3-5^\circ$, а на южном $25-40^\circ$. К востоку от Северо-Белянского поднятия отмечается новый подъем каменноугольных отложений, связанный с локальным поднятием. Размеры его 15×7 км, амплитуда 100—150 м, простираение широтное. Северное крыло данного поднятия срезано Северодонецким надвигом. Восточнее этой структуры междвиговая зона почти не изучена.

Все складки карбона Донбасса в восточном направлении погружаются и на территории погруженного Донбасса перекрываются эпигерцидским платформенным чехлом мощностью до 1200 м (Зимовниковский прогиб), сложенным меловыми, палеоген-неогеновыми и четвер-

тичными отложениями. Чехол здесь осложнен пологими унаследованными структурами платформенного типа, которые в своих основных чертах повторяют простираание и характер складок палеозоя, а также морфологию его размытой поверхности. Положительные структуры в пределах погруженного Донбасса группируются в две близширотные зоны поднятий: Цимлянскую (Котельниковскую) на севере и Восточно-Донбасскую на юге, между которыми простирается Зимовниковский прогиб. Цимлянские (Котельниковские) поднятия располагаются восточнее одноименного водохранилища и к югу от г. Котельниково. Они наследуют простираание восточного продолжения Северной и Главной антиклиналей Донбасса и нередко называются Каменнобалковскими. В данную группу поднятий входят Куберлинское, Орловское и др.

Зимовниковский прогиб находится над восточным продолжением Первой Южной синклинали Донбасса, а Восточно-Донбасские поднятия — над продолжением Первой и Второй Южных антиклиналей. Для платформенных положительных структур погруженного Донбасса характерно уменьшение мощностей и выпадение отдельных горизонтов меловых отложений на приподнятых участках. Наряду с этим заметно выполаживание углов падения пород на крыльях поднятий от более древних отложений к молодым.

Вал Карпинского занимает часть Скифской плиты, простирающуюся от Донецкого выступа к восток-юго-востоку до Каспийского моря и ограниченную на севере Донецко-Астраханским, а на юге Манычским разломами. Длина вала достигает 500 км, ширина 130—150 км; высота по поверхности палеозойского фундамента колеблется в пределах 500—2000 м. Вал Карпинского слагают три структурных этажа: допалеозойский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский.

Строение самого древнего этажа устанавливается лишь в общих чертах. По данным геофизических исследований (Неволин и др., 1965; Багинская, Несмеянов, 1965 и др.) на поверхности кристаллического фундамента вала Карпинского соответствует Донецко-Каспийский грабен (прогиб), возникший в среднем девоне (см. рис. 3, 74, 76). Грабен протягивается в восток-юго-восточном направлении, глубина его по поверхности допалеозойских образований достигает 5—7 км. Кроме граничных Донецко-Астраханского и Манычского разломов здесь несомненно существуют и другие разрывы, как продольные, так и поперечные. И те, и другие отражаются в вышележащем палеозойском структурном этаже разрывными и складчатыми деформациями и создают характерное для него складчато-блоковое строение. По условиям формирования и строению палеозойского этажа вал Карпинского тесно связан с Донецким выступом. Палеозойские структуры вала являются восточным продолжением складок Донецкого бассейна, которые, судя по данным бурения и геофизическим исследованиям, прослеживаются до меридиана г. Элисты (рис. 90, 91). Восточнее Элисты линейные структуры мезозойско-кайнозойского этажа, по-видимому, затухают, переходя в изометричный Бузгинский (Таук-Унгурский) свод. Еще восточнее линейность вновь проявляется со всей отчетливостью и прослеживается вплоть до берега Каспийского моря на протяжении 150 км, в виде параллельных цепочек локальных поднятий, разрывов и прогибов.

Некоторые нарушения линейности структуры вала Карпинского и изменение характера складчатости по простираанию, по-видимому, определяются близмеридиональными и юго-восточными воздыманиями земной коры. Так, например, к северу от г. Сальска, в пределах вала отмечается резкое повышение поверхности палеозойского складчатого фундамента и уменьшение мощности платформенного чехла, связанные

с региональной зоной воздымания, включающей Сальское поперечное поднятие, Ставропольский свод и Минераловодский выступ Кавказа. С другой стороны, обращает на себя внимание расположение Бузгинского свода на юго-восточном продолжении оси Воронежской антиклизы.

Наличие поперечных и других осложнений в тектонической структуре вала дает возможность разделить его на ряд блоков, различающихся по геологическому строению и условиям формирования. Естественные контуры этих блоков определяют Донецко-Астраханским, Манычским, а также поперечными разломами, ограничивающими регио-

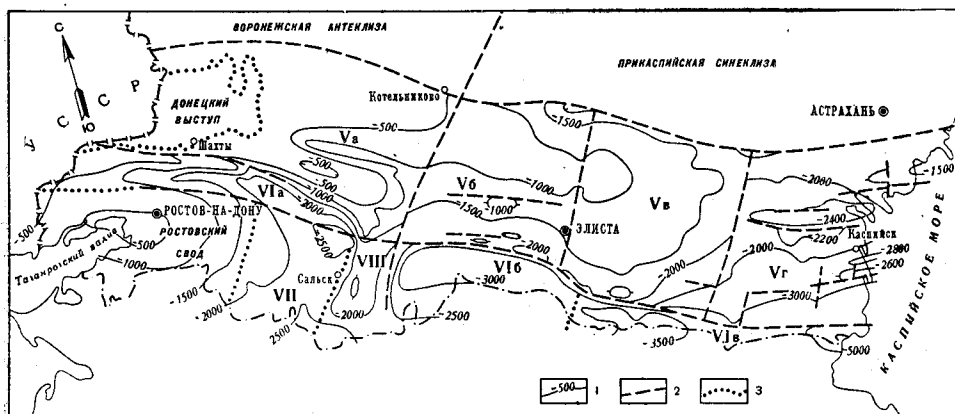


Рис. 90. Схема строения поверхности фундамента вала Карпинского и прилегающих южных районов (составлена И. И. Потаповым с использованием материалов Н. И. Погребнова, В. А. Бобуха, В. П. Щербакова, Л. Г. Резниковой, В. А. Дзуреченского)

1 — изогипсы поверхности палеозойского фундамента (в пределах докембрийского Ростовского выступа); 2 — разрывы; 3 — границы крупных структур вала Карпинского: Va — блок погруженного Донбасса, Vb — Ремонтненско-Элистинский блок, Vg — Бузгинский блок (Таук-Унгурский свод). VIa — Промысловский блок; Манычские прогибы: VIa — Тузлов-Манычский, VIb — Маныч-Гудилловский, VIв — Кумо-Манычский; VII — Целинская седловина; VIII — Сальское поперечное поднятие (вал)

нальные зоны воздымания. С запада на восток в пределах вала выделяются блоки: погруженного Донбасса, Ремонтненско-Элистинский, Бузгинский и Промысловский. Граница между первым и вторым проводится по разлому, лежащему на юго-западном продолжении Волгоградского и уходящему в пределы предкавказской части Скифской плиты. Граница между Ремонтненско-Элистинским и Бузгинским блоками выражается в виде поперечных сбросов в палеозойском фундаменте и платформенном чехле, проходящих близ г. Элисты. Аналогичными разрывами Бузгинский блок отделяется от Промысловского.

Внутреннее строение палеозойского структурного этажа изучено слабо, в связи с чем современные представления о тектонике палеозойских отложений основываются главным образом на анализе рельефа их размытой поверхности, связанного с особенностями герцинской структуры.

Чаще здесь наблюдаются прямые соотношения между рельефом этой поверхности и глубинным строением вала. Повышение поверхности фундамента и уменьшенные мощности чехла соответствуют обычно антиклиналям, а увеличение мощности — синклиналям. Восточному продолжению Главной синклинали Донбасса соответствует Зимовниковский прогиб (см. рис. 90, 91), достигающий района несколько севернее г. Элисты.

Глубины поверхности фундамента и мощность чехла в этом прогибе достигают 1000—1200 м.

Главная антиклиналь Донбасса и Первая Южная — отражаются повышенным залеганием фундамента (до 300—200 м) в южной полосе вала и прослеживаются на восток до меридиана г. Сальска. Главная антиклиналь продолжается, по-видимому, и еще дальше к востоку до г. Элисты, отражаясь системой Ремонтненских поднятий фундамента, достигающих отметок минус 800 м. Для той же системы Восточно-Дон-

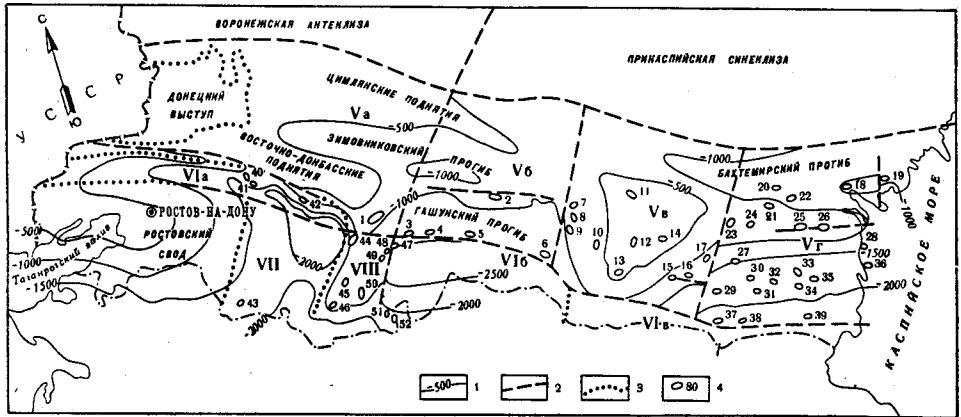


Рис. 91. Схема строения кровли пачки известняков верхнего мела вала Карпинского и прилегающих южных районов (составлена И. И. Потаповым с использованием материалов Н. И. Погребнова, В. А. Бобуха, В. П. Щербакова, Л. Г. Резниковой, В. А. Двуреченского)

1 — изогипсы кровли нижнего сантона (третьего отражающего горизонта); 2 — разрывы; 3 — границы структур (расшифровку римских цифр см. на рис. 90); 4 — локальные поднятия: Северо-Сальское (1), Ремонтненское (2), Прибрежное (3), Лолуховатское (4), Белогилинское (5), Ульдючинское (6), Гагаринское (7), Вишневское (8); Вознесенское (9), Кебютинское (10), Яшкульское (11), Таук-Унгурское (12); Ики-Бурульское (13), Бузгинское (14), Шарын-Гольское (15), Ачинерское (16), Меклетинское (17), Ново-Георгиевское (18), Полдневское (19), Эджинское (20), Сайгачье (21), Михайловское (22), Западно-Цубукское (23), Цубукское (24), Олейниковское (25), Промысловское (26), Салхинское (27), Петровское (28), Кеке-Усуновское (29), Северо-Камышинское (30); Красно-Камышинское (31), Восточно-Камышинское (32), Черноземельское (33), Ермолинское (34); Улан-Хольское (35), Каспийское (36), Комсомольское (37), Горбуновское (38), Имчское (39), Соленовское (40), Цугейкинское (41), Бедновское (42), Шкуринско-Мечетинское (43), Южно-Сальское (44), Николаевское (45), Краснополяное (46), Камышовое (47), Яшалтинское (48), Пролетарское (49), Ивановское (50), Радьковское (51), Башантинское (52)

басских поднятий характерно наличие довольно глубокого прогиба поверхности фундамента (до 600 м), расположенного на восточном продолжении Шахтинско-Висловской синклинали Донбасса.

Складки северной части Донецкого бассейна, продолжаясь на восток, отражаются протяженным и широким поднятием поверхности палеозойского фундамента в пределах почти всей северной половины вала до отметок минус 200—800 м. Данная структура простирается от Цимлянского водохранилища до вершины Бузгинского свода, расположенной в 70 км к северо-востоку от г. Элисты (см. рис. 90). Включая в себя группу Цимлянских поднятий, а на востоке северную половину Бузгинского свода, она определяет наиболее возвышенную осевую часть вала Карпинского. Дальнейшему ее продолжению на восток, затушеванному общим значительным понижением поверхности палеозойского фундамента до отметок минус 2000 м и более (Промысловский блок) соответствует, по-видимому, система Промысловско-Цубукских поднятий. Более отчетливо намеченная таким образом ось вала Карпинского вырисовывается на схематической структурной карте кровли верхнемеловой известняковой толщи (см. рис. 91).

Асимметричное расположение оси вала привело к неодинаковой выразительности и различной ширине его склонов. Северный склон узок и выражен плохо, и в особенности на западе. На севере Бузгинского и Промысловского блоков он более ясен, так как вмещает в себя отчетливый и протяженный Бахтемирский прогиб, осложненный Новогеоргиевскими и другими поднятиями.

Южный склон вала значительно шире и более сложен. На западе он включает в себя Зимовниковский прогиб, зону Восточно-Донбасских поднятий, Гашунский прогиб и Белоглинское поднятие. Восточнее — южный склон Бузгинского свода, а в пределах Промысловского блока — Камышанско-Каспийскую и Комсомольско-Артезианскую систему поднятий, а также разделяющие их прогнутые зоны. Здесь южный склон поверхности палеозойского фундамента достигает глубин 3000—3500 м.

Мезозойско-кайнозойский платформенный структурный этаж в своих основных чертах повторяет строение поверхности палеозойского фундамента вала Карпинского. Здесь также прослеживаются системы Цимлянских поднятий, Восточно-Донбасских, Ремонтненско-Элистинских, Белоглинских, Промысловско-Цубукских и др., а также разделяющие их прогибы: Зимовниковский, Гашунский, Бахтемирский. Структуру платформенного чехла осложняют многочисленные обычно очень пологие брахиморфные и куполовидные локальные поднятия нередко нефтегазоносные. Данный структурный этаж также подразделяется на блоки: погруженного Донбасса, Ремонтненско-Элистинский, Бузгинский и Промысловский.

Платформенный чехол в области вала Карпинского имеет значительные мощности — от 700 м на северо-западе до 3000 м на юго-востоке. В составе чехла выделяется два резко различных структурных этажа. Нижний этаж включает отложения от юры до плиоцена; верхний представлен осадками плиоцен-четвертичного комплекса, начиная с акчагыльского яруса. Строение каждого этажа резко различно. Породы нижнего этажа образуют региональную валобразную структуру, осложненную унаследованными положительными и отрицательными структурами низшего порядка. Породы верхнего этажа распространены лишь в восточной части вала, где они залегают в основном горизонтально, трансгрессивно перекрывая ранее сформированные структуры.

По комплексу структурных особенностей фундамента и нижнего этажа платформенного чехла в составе вала Карпинского выделяются отмечавшиеся выше блоки: погруженного Донбасса, Ремонтненско-Элистинский, Бузгинский и Промысловский. Описание этих блоков следует ниже.

Блок погруженного Донбасса слагает самую западную часть вала Карпинского, непосредственно примыкающую к Донецкому выступу. В пределах этого блока под платформенным чехлом относительно достоверно прослежены основные тектонические структуры складчатого Донбасса. Это явилось причиной того, что описание данного блока в основном было сделано выше в разделе «Складчатый Донбасс». Ниже даются лишь некоторые дополнения.

Блок погруженного Донбасса на западе ограничивается выходами каменноугольных пород на поверхность, на севере Северодонецким разломом, на юге Тузлов-Манычским прогибом, а на востоке южным продолжением Волгоградского разлома. Глубина залегания палеозойского фундамента и мощность платформенного чехла здесь изменяются от 0 до 1200 м. Блок состоит из трех относительно крупных тектонических структур: Цимлянской системы поднятий на севере, Зимовниковского прогиба посередине и Восточно-Донбасских поднятий на юге. Эти

структуры погружаются на восток и лучше изучены на западе вблизи открытого Донбасса.

Цимлянские поднятия расположены в районе одноименного водохранилища и образуют наиболее приподнятую и пологую северную часть блока, где глубина залегания фундамента не превышает 400 м. Этой части соответствует восточное продолжение всех складок Донбасса, расположенных севернее Главной синклинали (Должано-Садкинской).

К югу глубины залегания фундамента постепенно увеличиваются и достигают максимума в средней полосе вала, проходящей через с. Зимовники. Этим самым намечается довольно широкий и протяженный Зимовниковский прогиб. Он отражает восточное продолжение Главной синклинали Донбасса и начинает ясно вырисовываться еще на правобережье р. Дона. Восточнее в соответствии с расширением Главной синклинали, что сопровождается ее раздвоением на Большовскую и Цимлянскую, Зимовниковский прогиб также расширяется и углубляется до 1000 м (см. рис. 91).

Южную часть блока образуют Восточно-Донбасские поднятия. Здесь на значительной площади, имеющей вид прямоугольной полосы, ориентированной в общедонецком направлении, поверхность фундамента повышается до отметок минус 400 м и на самом юго-востоке даже до минус 200 м. Посередине этой полосы протягивается отчетливый узкий брахиморфный прогиб с глубинами, достигающими 600 м. Он лежит на восточном продолжении Главной Южной синклинали Донбасса (Шахтинско-Новозолотовско-Висловской) и в восточной части блока выражен хуже. Ограничивающие данный прогиб с севера и юга узкие поднятия, простирающиеся в том же направлении до восточной границы блока, располагаются на восточных продолжениях Главной антиклинали и Южной зоны мелкой складчатости Донбасса.

Восточно-Донбасские поднятия у восточной границы блока, почти совпадающие на плане с линией железной дороги Сальск — Волгоград, как бы обрезаются резким понижением фундамента от отметок минус 400 м до минус 1400 м. У подножия этого крутого понижения проводится сброс, который, по-видимому, соединяется на севере с Волгоградским разломом, а на юге со сбросом, проходящим по восточному склону Сальского поперечного поднятия. В южной части того же понижения в палеогеновых отложениях выявлено локальное Северо-Сальское поднятие, вытянутое в северо-восточном направлении.

Строение платформенного чехла в своих основных чертах повторяет морфологию поверхности палеозойского фундамента. Однако структурные формы в его пределах по мере приближения к поверхности становятся более плавными и пологими. Нижние горизонты платформенного чехла почти повторяют особенности рельефа фундамента. Таковы, в частности, особенности строения кровли верхнемеловой известняковой толщи (см. рис. 91). В пределах блока погруженного Донбасса есть довольно значительные участки, где эта толща отсутствует. Эти места обычно соответствуют наиболее возвышенным участкам Восточно-Донбасских и Цимлянских поднятий.

Ремонтненско-Элистинский блок известен в литературе под различными названиями: Ремонтненский блок (Бурштар, 1960б), Ремонтненская ступень (Несмеянов и др., 1965), Элистинский блок (Погребнов, 1965). Некоторые авторы (Судариков, 1964; Масляев, 1964 и др.) расчленяют этот блок на ряд более мелких с аналогичными названиями.

Ремонтненско-Элистинский блок примыкает с востока к блоку погруженного Донбасса, отделяясь от него отечавшимся выше разры-

вом, лежащим на южном продолжении Волгоградского надвига. С севера блок ограничен Астраханским, а с юга Манычским разломами. На востоке граница блока также совпадает с разрывом, отделяющим более приподнятый Бузгинский блок. По сравнению с последним Ремонтненско-Элистинский блок характеризуется большей расчлененностью рельефа поверхности фундамента и общедонечкой зональностью строения платформенного чехла (см. рис. 91). В пределах описываемого блока в рельефе фундамента и в мезозойском чехле четко выделяются три полосы поднятий: Цимлянская (Заветнинская), Ремонтненско-Эли-

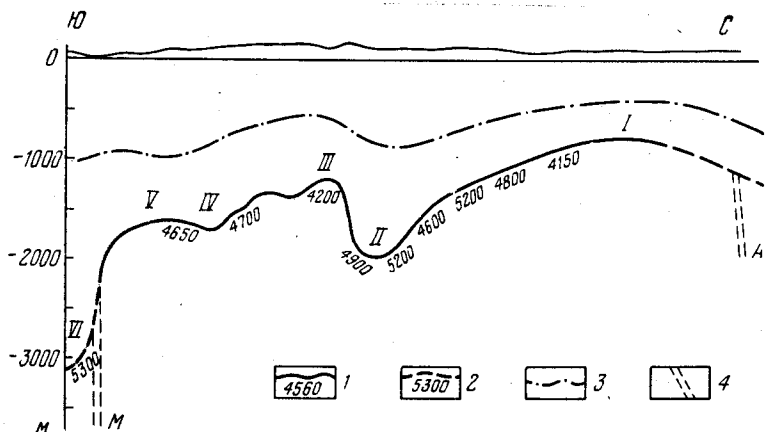


Рис. 92. Поперечный сейсмогеологический профиль через Ремонтненско-Элистинский блок по линии Белоглинская — Заветное (по данным Восточно-Донбасской геофизической экспедиции)

1 — преломляющая граница, соответствующая кровле палеозойского фундамента и граничная скорость в м/сек; 2 — то же, соответствующая кровле фундамента, построенная по одиночному годографу; 3 — условный горизонт в толще мезозоя — кайнозоя; 4 — Астраханский (А) и Манычский (М) разломы. Структурные элементы: I — Цимлянские поднятия; II — Зимовниковский прогиб; III — Ремонтненско-Элистинские поднятия; IV — Гашунский прогиб; V — Белоглинско-Манычские поднятия; VI — Маныч-Гудилковский прогиб

стинская и Белоглинская. Полосы поднятий разделяют понижения: Зимовниковский и Гашунский прогибы, а также Беренская депрессия, Хуторская и Первомайская мульды (рис. 92).

Цимлянские (Заветнинские) поднятия прослеживаются в северных частях блоков погруженного Донбасса и Ремонтненско-Элистинского в близширотном направлении. В пределах последнего блока они занимают широкую полосу, идущую от района г. Котельниково через с. Заветное. Восточнее она постепенно суживается и оканчивается в районе пос. Целинного. На юге эти поднятия ограничены Зимовниковским (Яшкульским) пологим прогибом и Хуторской мульдой, а на севере примыкают к Астраханскому разлому. Поверхность фундамента поднятий в наиболее приподнятой их части располагается на отметках минус 400—600 м (см. рис. 90). Геологическое строение Заветнинских поднятий изучено слабо. По палеогеновым отложениям бурением здесь выявлен ряд структур: Заветнинская, Суктинская и Оватинская (Судариков, 1964).

Структурные особенности Зимовниковского (Яшкульского) прогиба, отделяющего расположенные южнее Ремонтненско-Элистинские поднятия, мало изучены. Однако бурением установлено, что в фундаменте и платформенном чехле здесь имеется пологий прогиб, совпадающий с долиной р. Яшкуль.

Ремонтненско-Элистинские поднятия располагаются в центральной части одноименного блока и прослеживаются в широтном направлении от пос. Ремонтное до района г. Элисты. Наиболее приподнятая их часть оконтуривается на схеме строения фундамента (см. рис. 90) изогипсой минус 800 м.

В составе платформенного чехла здесь присутствуют два структурных этажа; нижний этаж представлен меловыми, палеогеновыми и нижнеэоценовыми образованиями. Нижнемеловые отложения имеют сокращенные мощности, тогда как мощности верхнемеловых и палеогеновых образований значительно больше, чем в соседних районах вала Карпинского. Верхний этаж сложен толщей ергенинских песков, залегающих на размытой поверхности майкопской серии. В доергенинских отложениях платформенного чехла по геофизическим данным здесь выделяется ряд структур: Северо-Ремонтненская, Южно-Ремонтненская, Богородская, Шар-Булукская, Степановская.

Белоглинско-Манычские поднятия располагаются на южной периферии Ремонтненско-Элистинского блока, в области сочленения с бортом Маныч-Гудиловского прогиба. Здесь выявлены Прибрежное, Лопуховатское и Белоглинское локальные поднятия. Сюда же, очевидно, относится и Ульдочинская структура. Отметки поверхности фундамента в сводовой части здесь повышаются до 1500 м. Западнее Белоглинско-Манычских и Ремонтненско-Элистинских поднятий расположена Хуторская депрессия.

Бузгинский блок охватывает территорию, расположенную в районе поселков Ики-Бурул, Южный и Чилгир. Прежде эта приподнятая зона именовалась Южно-Ергенинским антиклиналом (поднятием). У М. С. Бурштара (1960б) она получила название Бузгинского выступа, а у Г. А. Масляева (1964) — Калмыцкого блока.

На схеме строения палеозойского фундамента Бузгинский блок вырисовывается как большой асимметричный свод, занимающий всю ширину вала Карпинского и как бы продолжающий на восток Цимлянско-Заветинское поднятие. Наивысшие отметки поверхности фундамента (минус 800—1000 м) приурочены к северо-западному участку свода, определяя этим самым асимметричное расположение его вершины. К северу, востоку и югу отметки понижаются и достигают минус 1800—2600 м. К западу понижения почти нет (см. рис. 90).

На севере Бузгинский блок ограничивается Астраханским разломом. На западе и на востоке его также ограничивают разрывы. Последние проводятся главным образом на основании того, что Бузгинский блок является поперечным поднятием, лишенным систем линейных структур, характерных для соседних блоков и согласных с общим простираем вала Карпинского. Поперечная ориентировка Бузгинского свода по отношению к валу выразилась и в характере его южного обрамления Манычскими прогибами, которые здесь как бы прерываются. С юго-запада к Бузгинскому своду примыкает Маныч-Гудиловский, а с юго-востока Кумо-Манычский прогибы, разделенные перемычкой.

Мощность отложений мезозойско-кайнозойского чехла Бузгинского блока резко увеличена по сравнению с его мощностью в пределах Ремонтненско-Элистинского блока за счет появления пачки среднеюрских пород мощностью до 500 м и увеличения мощности нижнего мела до 550 м. Вместе с тем, здесь уменьшены мощности палеогеновых и верхнемеловых отложений в основном вследствие их размыва.

Увеличение мощности нижнемеловых образований, наличие среднеюрских отложений, уменьшение мощности верхнего мела, отсутствие олигоценовых пород указывают на инверсионный характер формирова-

ния структуры Бузгинского блока. Здесь установлено более высокое, чем в пределах Ремонтненско-Элистинского блока, положение кровли верхнемеловой известняковой толщи, при общем погружении на восток палеозойского основания (рис. 93).

Мезозойско-кайнозойский комплекс над Бузгинским блоком образует также свод (Таук-Унгурский), но с вершиной уже не на северо-западе, как по фундаменту, а примерно в центре, несколько севернее пос. Южного. Он хорошо оконтуривается изогипсой минус 500 м.

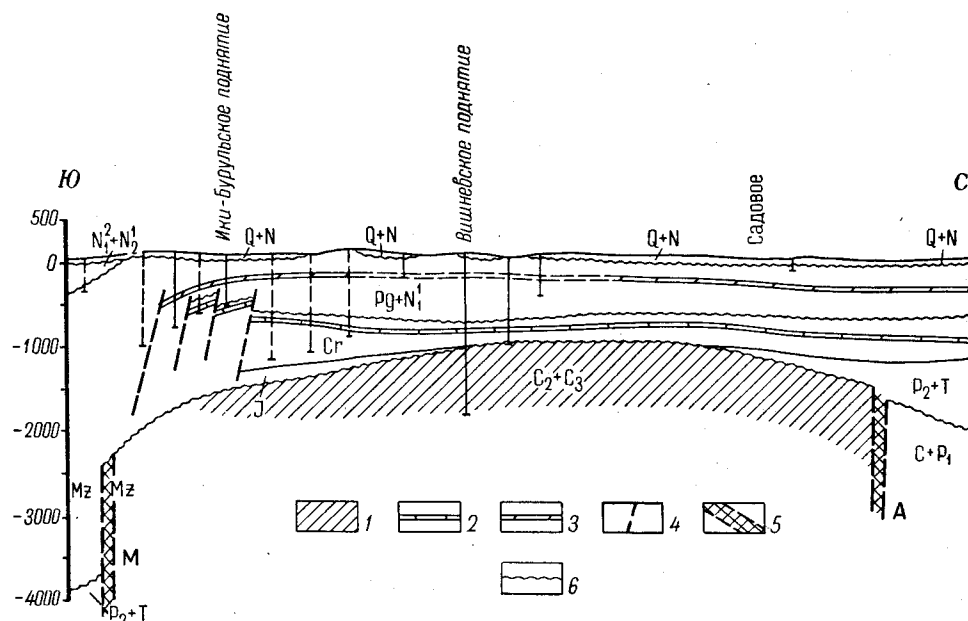


Рис. 93. Схематический поперечный геологический профиль через Бузгинский блок по линии: Ики-Бурульское поднятие — с. Садовое (составили Н. И. Погребнов, Л. Г. Резникова, К. Д. Тахтамышева)

1 — палеозойский фундамент; 2 — карбонатная толща турона; 3 — мергельная толща киевского горизонта; 4 — разрывы; 5 — Астраханский (А) и Маньчский (М) разломы; 6 — поверхности несогласного залегания

Севернее свода расположен мезозойский Бахтемирский прогиб (см. рис. 91). В наиболее приподнятой части верхнемеловые отложения почти полностью размыты, а палеогеновые имеют сокращенные мощности.

В отложениях платформенного чехла в пределах этого свода установлен ряд локальных поднятий: Гагаринское, Вишневское, Вознесенское, Кебютинское, Шарын-Гольское, Ики-Бурульское, Меклетинское, Ачинерское, Таук-Унгурское, Бузгинское.

Промысловский блок располагается к востоку от Бузгинского. Палеозойский фундамент здесь залегает в пределах отметок минус 2200—3200 м и в общем наклонен на юг. Наиболее высокие отметки его поверхности (минус 1650 м) вскрыты в северо-восточной части блока в районе пос. Оранжерейного. К югу глубина залегания фундамента постепенно увеличивается до 2500 м (Джанайская опорная скважина) и более.

На общем довольно спокойном моноклиналином склоне поверхности каменноугольных отложений здесь имеются пониженные участки, выполненные нижнепермскими породами, которые также входят в со-

став фундамента, нивелируя его поверхность. Выравнивание последней было результатом абразии, обусловленной трансгрессией юрского моря. Наклон поверхности палеозоя к югу был обусловлен последующим, послемеловым воздыманием северной части вала Карпинского и погружением его южного участка.

Фундамент Промысловского блока имеет ступенчатое строение. Г. А. Масляев (1964) выделил здесь ряд мелких горстов, грабенов и ступеней, которые в покрывающем платформенном чехле отражаются системами локальных поднятий. К числу последних здесь относятся: Ново-Георгиевские, Прословско-Цубукские, Каспийско-Камышанские, Комсомольско-Артезианские. Мезозойско-кайнозойские доплиоценовые отложения в области этого блока образуют осевой вал, наиболее высокие отметки которого приурочены к линии, проходящей через поселки Цубук и Промысловое. К северу и югу от этой зоны происходит погружение пластов. Превышение отметок осевой части блока над южным крылом составляет около 2000 м, а над северным — около 500 м.

Моноклинальное в общем погружение крыльев нарушается системами локальных поднятий, а также разрывными нарушениями близширотного и близмеридионального простирания. По структурам фундамента и платформенного чехла в пределах Промысловского блока с севера на юг выделяются: Ново-Георгиевские поднятия, Бахтемирский прогиб, Цубукско-Промысловские поднятия, Камышанско-Каспийские и Комсомольско-Артезианские.

Цубукско-Промысловские поднятия по мезозойско-кайнозойским доплиоценовым отложениям занимают более высокое положение и являются в пределах данного блока сводовой частью вала Карпинского. Бахтемирский прогиб и Ново-Георгиевские поднятия соответствуют северному склону, а Камышанско-Каспийские и Комсомольско-Артезианские вместе с разделяющими их понижениями образуют более широкий и отчетливый южный склон.

Ново-Георгиевские поднятия располагаются несколько южнее Астрахани и на севере примыкают к Астраханскому разлому. Здесь выделены (см. рис. 91) собственно Ново-Георгиевское локальное поднятие, а восточнее Полдневское, в пределах которого фундамент вскрыт на глубине около 1600 м. Ново-Георгиевские поднятия имеют широтное простирание в отличие от более общего для вала Карпинского — юго-восточного. Кроме отмеченных, к ним В. И. Мальцев относит Степановскую и Тавун-Гашунскую структуры. Ново-Георгиевские поднятия примыкают к шовной зоне, являются краевыми структурами эпигерцинской платформы и слабо изучены.

Бахтемирский прогиб сложен доплиоценовым мезозойско-кайнозойским комплексом. Он располагается южнее и западнее Ново-Георгиевских поднятий и северным крылом как бы наложен на Астраханский разлом. Этот прогиб имеет вытянутую форму, прослеживается в приразломной зоне на запад и окаймляет с севера Промысловский и Бузгинский блоки. Глубина погружения здесь по кровле известняков верхнего мела (см. рис. 91) достигает 1000 м и по отношению к соседним поднятиям составляет от 300 до 500 м. Известно, что наиболее погруженная часть прогиба располагается в районе пос. Зензели.

Северное крыло прогиба, перекрывая Астраханский разлом, образует южный склон Астраханских поднятий Прикаспийской синеклизы. Южный борт прогиба осложнен Северо-Промысловским разломом, к югу от которого располагаются Цубукско-Промысловские поднятия.

В области Бахтемирского прогиба выделены Михайловская, Эджинская и Сайгачья структуры. Поверхность фундамента (см. рис. 90)

здесь понижается до отметок минус 2400 м. Детали Бахтемирского прогиба недостаточно изучены.

Цубукско-Промысловские поднятия линейно вытянуты в восток-юго-восточном направлении и оконтуриваются изогипсой минус 800 м кровли верхнемеловых известняков. На западе поднятия сопрягаются с Бугинским блоком, изменяя при этом простирание на юго-западное (Западно-Цубукское), а на востоке уходят в пределы Каспийского моря. Северное крыло данной структуры постепенно погружается и от Ново-Георгиевских поднятий отделяется очень пологим Бэровским

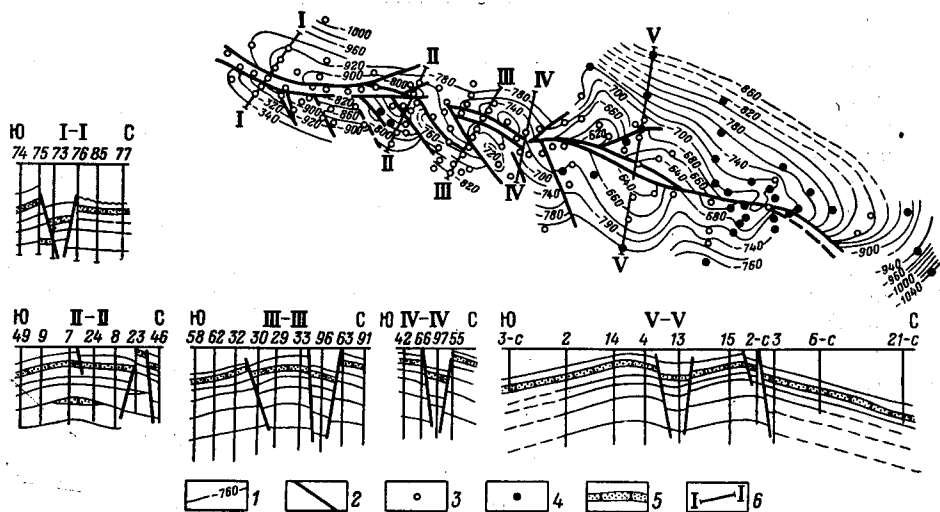


Рис. 94. Структурная карта и поперечные геологические профили Цубукско-Промысловской зоны (по Х. Г. Соколину и Я. С. Эвентову, 1962 г.)

1 — изогипсы маркирующего горизонта в верхнем альбе; 2 — линии нарушений; 3 — структурные скважины; 4 — разведочные скважины; 5 — маркирующий горизонт в верхнем альбе; 6 — линии геологических профилей на площадях: Тенгутинской (I—I), Олейниковской (II—II), Межевой (III—III и IV—IV), Промысловской (V—V)

прогибом. Южное крыло осложнено Южно-Промысловским разломом.

В состав Цубукско-Промысловских поднятий входят: Западно-Цубукское, Цубукское, Олейниковское, Промысловское и Межевое. Падение пород на южном крыле Цубукско-Промысловских поднятий $15-20^\circ$, а на северном не превышает 10° . Характерной особенностью всех структур является то, что они имеют сложное блоковое строение как по фундаменту, так и по доплиоценовому комплексу отложений чехла.

Основными разрывами здесь являются продольные сбросы, образующие грабен, вытянутый вдоль оси. Продольные разрывы «опе­ряются» сопутствующими косыми, расположенными под различными углами к основным, и при удалении от грабена затухают. Амплитуды продольных и косых разрывов не выходят за пределы 100 м. Цубукско-Промысловские поднятия построены сложно и состоят из отдельных блоков и структур, осложненных системой разрывных нарушений (рис. 94).

На сложное строение и дифференцированное перемещение блоков в процессе формирования поднятий указывает колебание глубин залегания фундамента вдоль оси от 2000 до 2300 м (см. рис. 90). Мощность мезозойско-кайнозойских доплиоценовых отложений в западной части здесь значительно больше, чем в восточной. На более приподнятой по

фундаменту Промысловской структуре сеноманские отложения размыты.

Южнее Цубукско-Промысловских поднятий поверхность фундамента постепенно понижается до отметок минус 2800, 3000 и даже 3200 м, осложняясь продольными и поперечными разрывами. Строение поверхности палеозойских отложений здесь сложное, а вышележащего платформенного чехла более простое (см. рис. 91). Кровля верхне-меловых известняков образует моноклираль, глубина которой у подножия южного крыла Цубукско-Промысловских поднятий близка к 1000 м, а у Манычского разлома в районе Артезианской опорной скважины — к 2400 м. На фоне этой моноклинали выделяются две основные системы локальных поднятий: Камышанско-Каспийская и Комсомольско-Артезианская.

Камышанско-Каспийская система включает в себя локальные поднятия: Кеке-Усунское, Надеждинское, Северо-Камышанское, Красно-Камышанское, Екатерининское, Восточно-Камышанское, Черноземельское, Ермолинское, Улан-Хольское и Каспийское, заходящее своей восточной частью уже в море. К Комсомольско-Артезианской относятся Комсомольское, Южное, Горбуновское и Имчикское локальные поднятия.

В фундаменте моноклинали установлены каменноугольные отложения, а в пониженных участках — нижепермские. В строении платформенного чехла, как и на всем валу Карпинского, выделяются два * структурных этажа: доакчагыльский (юрские, меловые, палеоген-нижнеогеновые отложения) и неоген-четвертичный (акчагыльские, апшеронские отложения и весь комплекс современных морских четвертичных образований).

Вместе с погружением фундамента к югу нарастают мощности осадочного чехла главным образом за счет увеличения мощности майкопской серии. Мощность юрских образований к югу уменьшается, что указывает на различные тектонические условия моноклинали в юрское и палеоген-неогеновое время.

Отложения верхнего структурного этажа платформенного чехла, как и на всей территории Прикаспийского блока, залегают в основном горизонтально.

Предкавказская часть Скифской плиты. Значительная часть Скифской плиты, расположенная между Донецким выступом и валом Карпинского на севере и альпийской структурой Кавказа на юге, именуемая Н. Ю. Успенской и Ю. А. Судариковым Предкавказской тектонической областью, в настоящем томе называется предкавказской частью Скифской плиты. В ее пределах выделяются крупные Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины, разделяющий их Ставропольский свод и система Манычских прогибов.

В пределах описываемой территории располагается лишь система Манычских прогибов, северная часть Азово-Кубанской впадины (Целинская седловина) и северное ответвление Ставропольского свода — Сальское поперечное поднятие (см. рис. 91).

Система Манычских прогибов объединяет отрицательные структуры, хорошо выраженные по мезозойскому и нижнетретичному структурным этажам. Она включает структуры, наложенные на Манычскую систему разломов фундамента. На гравитационных картах эта зона характеризуется отрицательными аномалиями, а расположенные к северу и югу структуры — положительными.

* Некоторые авторы выделяют третий промежуточный структурный этаж, соответствующий по времени пермо-триасу.

Северные крылья Манычских прогибов перекрывают южные склоны складчатого Донбасса и вала Карпинского, а южные сопряжены с Ростовским сводом, Ставропольским поднятием и Прикумской зоной поднятий. Прогибы протягиваются от западных границ Ростовской области до Каспийского моря. В том же направлении происходит погружение общей оси прогибов, расширение и выполаживание их поперечного профиля.

В результате ундуляции продольной оси, обусловленной поперечными поднятиями, Манычская зона расчленяется на три крупных прогиба: Тузлов-Манычский, Маныч-Гудиловский и Кумо-Манычский. Ю. А. Судариков (1964) разделяет Тузлов-Манычский прогиб на два: Тузловский и Западно-Манычский и рассматривает их как самостоятельные структуры. Границу между ними он проводит по Мечетинскому поперечному поднятию. В соответствии с мнением большинства авторов Тузлов-Манычский прогиб рассматривается в томе как единая структура.

Тузлов-Манычский прогиб на западе примыкает к Ровенецкому поднятию Донбасса, а на востоке он отделен от Маныч-Гудиловского Сальским поперечным поднятием. Длина прогиба в этих пределах 260 км, а ширина от 30 до 60 км. Северный его склон, наложенный на южный склон складчатого Донбасса, выражен четко на всем протяжении и особенно в районе Веселовского водохранилища.

В структуре Тузлов-Манычского прогиба по верхнемеловому реперу выделяются Новочеркасская и Пролетарская депрессии (котловины). Новочеркасская депрессия имеет линейную форму, вытянутую в близширотном направлении в центральной ее части (по профилю Новочеркасс—Шахты). Несколько южнее Персиановки установлен относительный подъем фундамента, имеющий, по данным геофизических съемок, близширотное простираие. Это поднятие в рельефе фундамента предположительно отождествляется со Второй южной (Красоковской) антиклиналью Донбасса.

Подъем фундамента четко выражен в отложениях платформенного чехла, главным образом в осадках верхнего мела, поэтому Тузлов-Манычский прогиб разделяется на две пологие части: северную (Персиановскую) и южную (Новочеркасскую). Персиановская и Новочеркасская структуры на западе сливаются, образуя общую центриклиналь прогиба, примыкающую к Ровенецкому поднятию. Мощность платформенных отложений в персиановской части порядка 800—1000 м, в новочеркасской — 1400—1600 м. По данным структурного бурения, в персиановской части под нижним мелом залегают пермо-триасовые отложения, тогда как в более погруженной новочеркасской они не установлены. Этот факт указывает на миграцию прогиба в мезозое в южном направлении.

В восточной части Тузлов-Манычского прогиба располагается наиболее прогнутая его часть, именуемая Пролетарской впадиной, четко выраженной в осадках верхнего мела и палеогена. Майкопская серия и более молодые осадки здесь залегают моноκлиально, перекрывая впадину и часть южного склона Донбасса; глубина залегания фундамента составляет 2500 м. Южное крыло впадины через Целинскую седловину, расположенную между Ростовским сводом и Сальским поперечным поднятием, смыкается с крупной Кропоткинской котловиной. В пределах Тузлов-Манычского прогиба по меловым отложениям выявлен ряд локальных поднятий: Соленовское, Цугейкинское, Кузнецовское, Буденновское.

Маныч-Гудиловский прогиб (оз. Маныч-Гудило) располагается между Ремонтненско-Элистинским блоком вала Карпинского и Став-

ропольским сводом. На западе он граничит с Сальским поперечным поднятием, а на востоке — с перемычкой, расположенной напротив юго-восточной оконечности Бузгинского свода, в районе пос. Зунда-Толга, где среди четвертичного покрова на поверхность выступают нижнесарматские известняки. Глубина залегания палеозойского фундамента в прогибе 3200 м, а кровли верхнемеловых известняков 2800 м (см. рис. 91). Прогиб имеет пологое южное крыло с углами падения 1—3° и более крутое северное 5—7°. В юго-западной части описываемого прогиба установлен ряд локальных осложнений по верхнемеловым и палеогеновым отложениям.

Кумо-Маньчский прогиб в отличие от Маньч-Гудиловского геоморфологически выражен слабо: его географическое положение определяется долиной р. Восточного Маньча и нижним течением р. Кумы. Ось Кумо-Маньчского прогиба погружается от Ики-Бурульской (Зунда-Толгинской) перемычки на восток. В районе нижнего течения р. Кумы глубина залегания палеозойского фундамента достигает 5000 м, а кровли карбонатной пачки верхнего мела — порядка 2300 м. Наиболее четкое выражение прогиб имеет по фундаменту, в мезозойско-кайнозойских отложениях он выражен слабо. Значительная часть Кумо-Маньчского прогиба располагается за пределами описываемой территории. Его северное крыло, расположенное в пределах Калмыцкой АССР, является юго-восточным склоном вала Карпинского (Северо-Кумская моноклиналь). В области прогиба под толщей мезозойских отложений залегает дислоцированная толща пермо-триаса (Мирчинк и др., 1963).

Сальское поперечное поднятие является северо-западным ответвлением Ставропольского свода и представляет собой поперечную структуру по отношению к Маньчским прогибам и валу Карпинского (см. рис. 91). На западе оно граничит с Тузлов-Маньчским прогибом и Целинской седловиной, на востоке примыкает к Маньч-Гудиловскому прогибу. Размеры поднятия по длинной оси около 100 км, по короткой — 35—40 км. Минимальная мощность осадочного чехла около 1400 м зафиксирована на Николаевском локальном поднятии, расположенном в осевой зоне вала; на крыльях мощность достигает 2300 м.

В тектоническом строении Сальского вала участвуют каменноугольные, меловые, палеогеновые и неоген-четвертичные отложения. Каменноугольные отложения являются фундаментом вала и изучены слабо. Вскрытая часть карбона здесь имеет донецкий облик и по литологическому составу пород и по степени их метаморфизма.

По поверхности палеозойского фундамента Сальское поднятие вырисовывается в виде короткого вала, вытянутого в юго-западном направлении. На общем поднятии имеются три вершины: Краснополянская, Сандатинская, Николаевская, каждая из которых очерчена изогипсой минус 1800 м (рис. 95). Сандатинская вершина располагается на глубине минус 1400 м, т. е. возвышается над остальными на 400 м. Суммарная мощность мела колеблется в пределах 500—800 м, а мощность нижнемеловых отложений не превышает 70—80 м. Структурный план меловых и палеогеновых отложений по поверхности кампанского репера в сглаженной форме отражает рельеф поверхности фундамента.

На площади Сальского поднятия по меловым отложениям выявлен ряд локальных структур с небольшими амплитудами. Мощность палеогеновых образований изменяется примерно от 600 до 1000 м. Они залегают более полого. Выявленные по меловым породам Краснополянское, Николаевское, Ивановское, Рассыпнянское, Привольненское, Жуковское, Пролетарское локальные поднятия отражены в вышележа-

щих горизонтах в ослабленной форме. На Краснополянской и Николаевской структурах установлено наличие поднятий и в палеогеновом структурном этаже, на Пролетарском и других в палеогене фиксируются структурные «носсы».

Целинская седловина названа седловиной, потому что она расположена между четырьмя структурными элементами, из которых

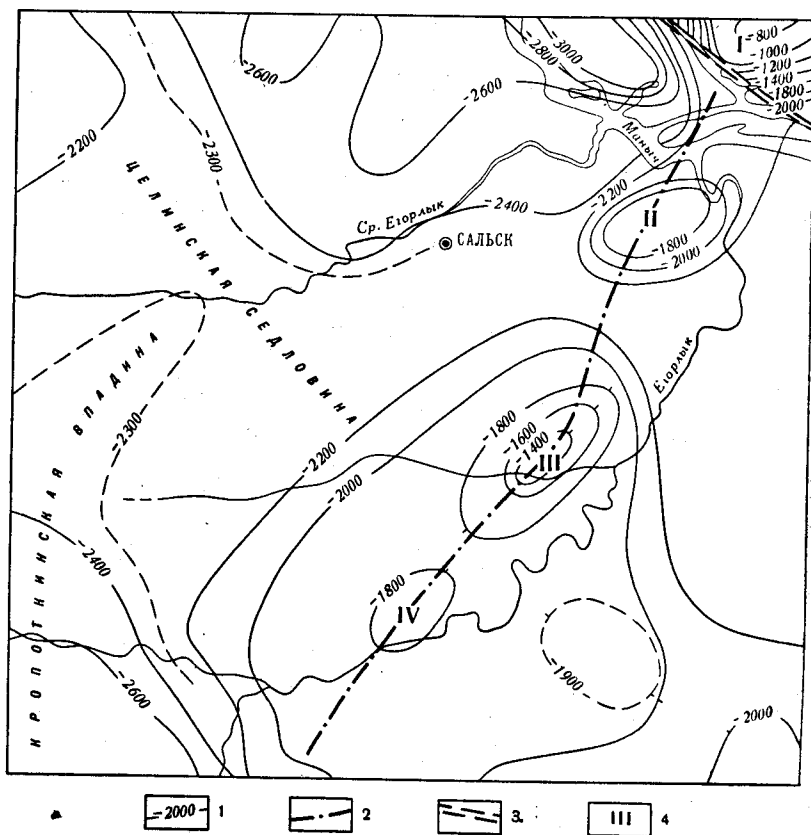


Рис. 95. Гипсометрическая карта поверхности палеозоя в районе Сальского поперечного поднятия (по Г. В. Дейно и Ю. Ф. Белову)

1 — изогипсы поверхности палеозоя; 2 — ось Сальского поперечного поднятия; 3 — Маньчский разлом; 4 — поднятия: Северо-Сальское (I), Сальское (II), Николаевское (III), Краснополянское (IV)

два по отношению к ней являются положительными (Ростовский свод на западе и Сальское поднятие на востоке), а два других — отрицательными (Кротопкинская впадина на юге и Тузлов-Маньчский прогиб на севере).

Глубинное геологическое строение Целинской седловины изучено слабо, так как в ее пределах почти не проводились буровые работы. Целинская седловина имеет две оси, из которых одна параллельна Сальскому поднятию и изогнута антиклинально. Другая ось параллельна оси Тузлов-Маньчского прогиба и изогнута синклиналино. Примерные размеры седловины по ее антиклинальной и синклиналиной осям — соответственно 70 и 90 км. Мощность осадочного чехла в пределах седловины от 1500 до 2600 м.

В тектоническом строении седловины участвуют каменноугольные, меловые, палеогеновые и неоген-четвертичные отложения. В связи с относительно большой мощностью осадочного чехла здесь не наблюдается крупных перерывов в разрезе, за исключением предмелового. Локальных поднятий не выявлено, а установлено лишь несколько малоамплитудных структурных «носов». На одной из таких структур — Шкуринско-Мечетинской — проведено глубокое бурение и зафиксировано, что структурному «носу» в нижней части верхнего мела, выявленному сейсморазведкой, в нижнем мелу соответствует локальное поднятие с амплитудой 12 м.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Длительное и разнообразное формирование описанной выше тектонической структуры рассматриваемой территории может быть подразделено на пять геотектонических этапов (см. главу восьмую), из которых три начальных были весьма продолжительными (мегаэтапы): I — магматическо-ультраметаморфический (архейский); II — протогеосинклинальный (раннесреднепротерозойский); III — древний платформенный, континентальный (позднепротерозойско-рифейско-раннепалеозойский); IV — геосинклинально-платформенный (средне-позднепалеозойский); V — молодой платформенный (мезозойско-кайнозойский).

Первый мегаэтап геотектонического развития (архейский), охватывающий древнейшее безводное и безжизненное геологическое время, соответствовал архейской эре, в течение которой формировались в основном лишь магматические и ультраметаморфические горные породы. К концу первого мегаэтапа мощные толщи первичных лав, экзтрузий и интрузий основного состава были почти полностью преобразованы в гнейсы, мигматиты и граниты. Судя по мощности гнейсовых и мигматитовых толщ, входящих в состав кристаллического фундамента юго-восточного погружения Воронежской антеклизы и Ростовского свода, суммарные амплитуды тектонических движений и структур этого времени измерялись несколькими километрами.

Второй мегаэтап (протогеосинклинальный) начался с возникновения гидросферы литогенеза и жизненных процессов, когда консолидация земной коры значительно возросла, а проницаемость и подвижность коры стала локализоваться в узких линейных зонах. Начиная с данного мегаэтапа, стали формироваться протогеосинклиналы — линейные и довольно устойчивые во времени прогибы, где отложились первые толщи морских осадков (терригенных, вулканогенных, хемогенных, биогенных), впоследствии сильно измененных метаморфизмом. В пределах Русской плиты это были системы протогеосинклиналей меридионального и юго-восточного простирания, впоследствии преобразовавшиеся в курско-криворожский складчатый пояс с его железорудными формациями и месторождениями. В этот древнейший очень длительный этап, завершившийся эпохой складчатости, сформировались линейные складчатые структуры и разрывы юго-восточного и меридионального простирания, в настоящее время определяющие тектонику фундамента Воронежской антеклизы, Ростовского свода и, по-видимому, юго-западной части Прикаспийской синеклизы. Раннему протерозою соответствовало заложение и развитие протогеосинклиналей. В течение собственно протогеосинклинального этапа в Криворожской и Курской синклинальных системах, охватывающих и описываемую территорию, накапливались в числе других характерные железосодержащие осадки (джеспилитовая формация).

В среднем протерозое на месте предшествовавших геосинклиналей происходило формирование типичной глубинной складчатости, сопровождавшейся интенсивным развитием разломов, магматизмом, метаморфизмом и сильной гранитизацией. Последняя была характерна для куполовидных гранитизированных структур, которые образовывали выступы между погружающимися узкими синклиниями. Таков, по-видимому, генезис куполовидного строения ряда участков Ростовского выступа и юго-восточного погружения Воронежской антеклизы.

Древний платформенный (континентальный) мегатип охватил на описываемой территории поздний протерозой, рифей и ранний палеозой (до начала среднего девона включительно). Возникшее после эпохи складчатости консолидированное основание Восточно-Европейской платформы (Сарматский щит) представляло собой сушу, где господствовали процессы денудации, возникали разломы и ранние авлакогены (например, Пачелмский, отразившийся, по-видимому, на морфологии тектонических структур Волгоград-Саратовского Поволжья), проявлялся наземный вулканизм, образовывались малые интрузии. Следами этих процессов являются: общая пенеппенизация кристаллического основания Русской плиты, распространенные на значительных площадях коры выветривания, цепочки малых интрузий в районе донских станиц Вешенской и Казанской, а также по северной окраине Ростовского выступа, отсутствие на описываемой территории нижнепалеозойского комплекса (кембрий—нижний девон) и др.

Средне-позднепалеозойскому геосинклинально-платформенному этапу соответствовало время от среднего девона и до среднего триаса включительно, когда рассматриваемая площадь стала вовлекаться в развитие прилегающих Средиземноморского и Уральского геосинклинальных поясов.

Интенсивные движения в геосинклиналях охватывали и краевые части платформы, где возникали разломы преимущественно кавказского и уральского направлений. Наиболее крупными разломами, возникшими таким образом, являются Донецко-Астраханский и Маньчский, параллельные Кавказу, а также Волгоградский, параллельный Уралу. Взаимное пересечение этих разломов обусловило крупноблоковую структуру фундамента южной части Русской плиты. Блоки, вовлекавшиеся в интенсивное и длительное погружение, образовали такие крупные тектонические структуры, как грабенообразный Донецко-Каспийский прогиб (поздний авлакоген) и Прикаспийская синеклиза. Другие блоки, такие, как Воронежский массив и Ростовский выступ, находящийся на восточном погружении Украинского щита, опускались в значительно меньшей степени. Наиболее устойчивым участком Русской плиты в пределах рассматриваемой территории являлся Воронежский кристаллический массив и в особенности его центральная часть (Павловский выступ), которая испытывала незначительные колебания, тогда как участки массива, примыкавшие к Прикаспийскому блоку и Донецко-Каспийскому авлакогену, в различные периоды геологической истории были в значительной степени подвижными.

В связи с расширением Уральской и Кавказской геосинклиналей и вовлечением в погружение краевых частей платформы, отчленились Прикаспийский и Предкавказский блоки, которые с середины девона приобрели тенденцию к погружению. Параллельно Кавказской геосинклинали между Донецко-Каспийским и Маньчским разломами, в пределах Донецко-Каспийского грабена фундамента, расположилась и развивалась Донецко-Каспийская миогеосинклиналь, отделенная от Предкавказья, по-видимому, горстовой грядой, а возможно, соединяв-

шаяся на востоке с более южными прогибами Средиземноморского геосинклинального пояса.

Параллельно Волгоградскому разлому, к западу от него, сформировался Доно-Медведицкий грабен, отделенный от Прикаспийского блока Приволжским горстом. Такая структура фундамента предопределила конфигурацию бассейнов и характер осадконакопления в девоне. Трансгрессирующее с юга средне-позднедевонское море на западе достигало Ростовского выступа, а на северо-востоке оно занимало все Прикаспийское пространство. Через Донецко-Каспийский прогиб Прикаспийское девонское море соединялось с акваторией Полесья. В виде широкого шельфа девонское море перекрывало Приволжский горст, Доно-Медведицкий грабен и восточный склон Воронежского массива. Свободными от девонских осадков были осевая полоса юго-восточного погружения Воронежского массива, его южный склон, а также Ростовский выступ.

С девона до середины позднего карбона описываемая территория испытывала дифференцированные пульсирующие нисходящие движения. В результате этого в Донецко-Каспийской миогеосинклинали (грабене) сформировались параллическая угленосная толща, на восточном склоне Воронежского массива, в Прикаспии и в Предкавказье накопились толщи известняков с прослоями терригенных пород. Величина максимального погружения кристаллического фундамента в пределах Донбасса достигала 13—18 км, а в области Северного Прикаспия около 5—6 км, Воронежский кристаллический массив не погружался более чем на 1 км. В конце позднего карбона сформировался Доно-Медведицкий палеопрогиб, вместивший палеозойское основание Доно-Медведицкого вала.

В конце палеозоя в пределах Донецко-Каспийской миогеосинклинали стала формироваться Донецко-Каспийская складчатая система. Складкообразование сопровождалось общим инверсионным поднятием в этой относительно узкой полосе. В пермскую эпоху поднятием были охвачены и районы, расположенные на юго-восточном продолжении Донбасса. В результате этого возникло валобразное поднятие размытого палеозойского фундамента нынешнего вала (кряжа) Карпинского, расчленившее Прикаспийский палеозойский бассейн на два: изолированную лагуну Северного Прикаспия и открытый бассейн Предкавказья.

Одновременно с поднятием в осевой части Донецко-Каспийской складчатой системы (гряды) сформировались и компенсационные прогибы, расположенные по северной и южной ее окраинам, над Донецко-Астраханским и Манычским разломами.

В конце ранней перми сформировались Доно-Медведицкие палеозойские дислокации, Прикаспийская синеклиза, Донецко-Каспийская складчатая система, Тормосинский и Манычский надразломные прогибы. В самом конце ранней перми (уфимское время) вся территория претерпела общее поднятие и превратилась в сушу, за исключением небольшой части Прикаспия. Таким образом, на описываемой территории в ранней перми уже сформировались: Воронежская антеклиза, Прикаспийская синеклиза и Донецко-Каспийская складчатая система. К югу от последней оформились структуры Предкавказья.

Дальнейшая история геотектонического развития характеризовалась меньшей дифференцированностью движений, меньшими амплитудами поднятий и погружений и главным образом унаследованным формированием тектонических структур.

В поздней перми и раннем триасе продолжались погружения в Прикаспийской синеклизе, в Тормосинском и Манычском прогибах,

медленные поднятия продолжались в пределах Воронежской антеклизы и Ростовского выступа.

В среднем триасе закончилось складкообразование в Донецко-Каспийской миогеосинклинали, консолидировались подвижные зоны. Общий подъем, а также значительная денудация всей территории завершили формирование фундамента эпигерцинской (Скифской) плиты. Геократическая среднетриасовая эпоха, в течение которой почти вся Восточно-Европейская платформа представляла собой область поднятия и размыва, завершила средне-позднепалеозойский геотектонических этап.

Мезозойско-кайнозойский этап характеризовался повсеместным типично платформенным режимом, начавшимся во многих местах с поздней перми, формированием эпигерцинского платформенного чехла и унаследованным развитием крупных структур, заложенных в позднем палеозое. В начале этапа (поздний триас) почти отсутствовало осадконакопление (предтоарский перерыв) и произошла переориентировка обширных региональных поднятий с близширотного на меридиональное направление. Ось региональных поднятий в мезозойско-кайнозойском этапе проходила через Ростовский выступ, центральную часть Донбасса, Миллеровское поднятие и Павловский выступ. Вновь образованные структуры в основном были связаны с зонами разломов и дифференцированными подвижками отдельных блоков фундамента. К такому типу структур относятся Терсинская депрессия, Бахтемирский прогиб, Цубукско-Промысловская и Ново-Георгиевская полосы положительных структур, а также преобладающее большинство локальных поднятий на всей территории Прикаспийской синеклизы, возникших в результате выжимания соли.

Юрская трансгрессия, в результате которой сформировались нижние горизонты эпигерцинского платформенного чехла, охватила Прикаспийскую синеклизу, восточный склон Воронежской антеклизы и восточную часть вала Карпинского, где наиболее интенсивно в это время формировался в осевой части Промысловский палеопрогиб. В конце юры и в раннем мелу в интенсивное погружение была вовлечена южная окраинная полоса вала Карпинского (система Манычских прогибов).

В результате заполнения осадками прогибающихся участков и эрозии приподнятых частей к середине позднего мела почти вся рассматриваемая территория превратилась в подводный пенеппен. В это время тектоническая деятельность ослабла настолько, что на обширной территории юга европейской части СССР определились идентичные условия осадконакопления: повсеместно накапливались карбонатные осадки (мел, мягкие светлые известняки, мергели). В конце мелового периода обозначился повсеместный слабодифференцированный подъем и регрессия моря, освободившая значительную часть территории, за исключением небольших площадей, расположенных на юго-востоке.

Контрастность дифференцированных движений усилилась в палеогеновое время. На южных участках территории, примыкающих к Манычским прогибам, темп погружения резко усилился, а на площади, примыкающей к Павловскому выступу, усилились поднятия, возобновился подъем складчатой системы Донбасса. На восточном ее продолжении (вал Карпинского) и на восточном склоне Воронежской антеклизы после некоторого воздымания стали преобладать дифференцированные погружения.

Весьма интенсивные, дифференцированные движения охватывали область солянокупольной тектоники. За позднемеловое и раннепалео-

геновое время амплитуда погружения отдельных межкупольных пространств достигла 1000 м. Максимальные поднятия в области Воронежской антеклизы в конце раннего мела достигали 250—300 м. В восточной части антеклизы преобладали дифференцированные движения. Здесь продолжались унаследованные поднятия Доно-Медведицкого вала, параллельно которому формировалась Терсинская депрессия.

Дифференцированные тектонические движения, начавшиеся в конце раннего мела и достигшие в палеогене и эоцене максимума, в олигоцене прекратились. В киевское время вся территория была превращена в подводный пенеппен, подобный позднемоловому пенеппену. На всей территории, за исключением незначительной площади на севере, в киевское время отлагались карбонатные осадки однообразного состава и близкие по мощности.

В конце палеогена и начале неогена значительно возросла интенсивность тектонических движений, особенно в южной части территории. Интенсивные погружения охватили Манычские прогибы, только в майкопское время величина погружения здесь достигла 700—800 м. В погружение Манычских прогибов вовлекались значительные участки вала Карпинского. Продолжались погружения в области Прикаспийской синеклизы и всего Прикаспия. Дифференциация и интенсивность погружений, связанные с ростом соляных куполов, были незначительными, за исключением участков, приуроченных к крупным прорванным куполам (Эльтон, Баскунчак и др.).

В конце майкопского времени прогибание повсеместно сменилось поднятием и эрозией, за исключением Прикаспия, где продолжалось медленное опускание, что позднее сопровождалось накоплением хазарско-хвалынских осадков.

Манычские прогибы и примыкающие к ним обширные площади Предкавказья в чокрак-караганское время испытали новые погружения. В это время ось прогиба сместилась на юг и проходила на широте г. Краснодара. За послесарматское время погружение здесь достигло 1000—1200 м.

Конец неогена и четвертичное время ознаменовались общим поднятием территории региона и оттеснением водных бассейнов в пределы современных Каспийского и Азовского морей. Интенсивные подвижки с частой сменой поднятий и погружений были приурочены только к долине Манычей.

В наше время общая тенденция к поднятию не прекратилась. Довольно интенсивные движения положительного знака сконцентрированы в Донбассе, где происходит общий дифференцированный подъем. Поднятия отмечаются в области Ростовского свода, Воронежской антеклизы и северной части Прикаспийской синеклизы. Продолжающийся процесс формирования структур находит отражение в морфоструктуре современного рельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория включает обширные пространства низменных и возвышенных равнин юго-востока европейской части СССР. Большое значение для формирования рельефа этих равнин имели новейшие тектонические движения, обусловившие его дифференциацию и интенсивность экзогенных процессов. Кроме неотектонических движений, процессов денудации и аккумуляции на рельеф существенно влияли различия в литологическом составе пород, выходящих на дневную поверхность, а также деятельность ледника, климатические условия и другие факторы.

Первые научные сведения о рельефе описываемой территории встречаются в трудах экспедиции Академии наук периода 1768—1788 гг. (Г. С. Гмелин, П. С. Паллас, И. И. Лепехин, Н. А. Соколов). Более полные данные о происхождении и развитии рельефа Волго-Донских равнин были получены во второй половине XIX в. Барбот де Марни считал, что развитие рельефа данной территории происходило в послетретичное время, а Ергенинская возвышенность имеет тектоническое происхождение. В 1853—1856 гг. экспедиция под руководством академика К. М. Бэра впервые изучила своеобразные формы рельефа (в южной части Прикаспия), которые впоследствии были названы бэровскими буграми. И. Ф. Синцов изучил в общих чертах строение рельефа Нижнего Поволжья, зависимость между рельефом и составом пород и указал на ярусность рельефа.

Большой вклад в геоморфологию описываемой территории внес А. П. Павлов. Его вывод о первичной роли тектонических движений в формировании основных черт рельефа равнин является теоретической базой современной геоморфологии.

После опубликования работы А. Н. Мазаровича «Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья» было положено начало систематическому геоморфологическому изучению юго-востока Русской равнины. Е. В. Милановский осветил палеогеографию и историю развития рельефа Среднего и Нижнего Поволжья, описав при этом регрессии и трансгрессии морей, новейшие движения и образование многочисленных грабен. В 1937 г. М. М. Жуков дал геоморфологическое описание всего Северо-Западного Прикаспия.

В 1945 г. Б. А. Можаровский выделил на правобережье Нижней Волги ряд генетических типов рельефа: абразионную террасу, структурные поверхности, древние оползни, аккумулятивную террасу и другие. Ступенчатость рельефа обусловлена по его данным различным составом рельефообразующих пород. Большинство же исследователей (Мазарович, 1930; Пиотровский, 1945; Кузнецов, 1946; Масляев, 1954, 1959; Николаев, 1954; Мещеряков, 1953, 1957; Горелов, 1957; Романов, 1959; Цыганков и Алешин, 1964 и др.) выделяли здесь от двух до шести поверхностей выравнивания различного генезиса.

В 1949—1951 гг. сотрудники Саратовского университета проводили в большом объеме аэрогеологические исследования в Нижнем Поволжье. В результате проведенных исследований под руководством В. П. Философова были составлены геоморфологические карты.

В 1950—1959 гг. трест «Нефтегазразведка» проводил систематические геоморфологические исследования с целью поисков структур на территории Волгоградского Поволжья (Н. А. Арефьева, А. Г. Ляхова, В. П. Семенов, Ю. М. Львовский и А. В. Цыганков). С 1960 г. эти работы были распространены на Астраханское Поволжье и Калмыцкую АССР (В. М. Алешин, А. В. Цыганков, А. Ф. Якушова, Н. А. Сягаев, А. А. Чистяков, Г. А. Масляев, Д. Г. Панов, В. Г. Лебедев, М. В. Проничева и др.).

В последние годы выполнены крупные геоморфологические исследования в Прикаспии (Леонтьев и Фотеева, 1965). Вопросы стратиграфии и палеогеографии Манычского прогиба неоднократно освещались Г. И. Горецким, Г. И. Ионовым, С. Н. Коптеловой, а стратиграфия террас Дона и Кубани описывалась Г. Н. Родзянко, М. Н. Грищенко.

В работах И. Н. Сафронова отражена история формирования Азово-Кубанских равнин и Манычского прогиба. П. А. Левандовский дал общую характеристику геоморфологических условий Приазовских равнин и предложил их геоморфологическое районирование. Морфология и динамика берегов Азовского моря получили отражение в исследованиях В. А. Хохлавкиной, Т. Е. Ковалева, В. А. Виленкина, В. А. Мамыкиной, Д. Г. Панова, а обобщающие сведения приведены в работах В. П. Зенковича, А. А. Аксенова.

Характеристике четвертичных отложений и геоморфологии Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья посвящены исследования Г. И. Попова. Геоморфологическое описание участка долины Дона, прилегающего к Цимлянскому гидроузлу, выполнено Г. И. Горецким (1960), а часть равнин вблизи Цимлянского водохранилища и всей территории Нижнего Поволжья описана А. В. Цыганковым. Развитие эрозии и расчленение поверхности отдельных частей бассейна Нижнего Дона освещали В. А. Фильков, П. Ф. Молодкин.

Территория Восточного Донбасса в геоморфологическом отношении изучена слабо. Обобщающий очерк геоморфологии Донбасса дан В. Г. Бондарчуком и А. С. Козменко. Геоморфологические особенности отдельных участков Донецкого бассейна освещены в работах В. С. Попова, Д. П. Бобровникова и Д. Н. Соболева и др. Рельеф и четвертичная история бассейна Дона описаны в трудах Д. Н. Коненкова, А. А. Дубянского, М. Н. Грищенко.

Таким образом, рассматриваемая территория в геоморфологическом отношении изучена сравнительно полно и равномерно.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

На территории Волго-Донских равнин выделяются следующие геоморфологические области (Карандеева, 1957): Окско-Донская низменность, Средне-Русская возвышенность, Донецкий кряж; Приволжская возвышенность и Ергени; Низкое Заволжье; Прикаспийская низменность; Причерноморская низменность; долины и дельты рек Дона и Волги.

В пределах каждой геоморфологической области в зависимости от преобладания тех или иных форм рельефа и условий его развития выделяются более мелкие территориальные единицы — геоморфологические районы (рис. 96).

ОКСКО-ДОНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Входит в описываемую территорию своей южной частью, расположенной между Калачской и Приволжской возвышенностями. Длина этой части около 200 км, ширина от 150 км на севере до 20—30 км на юге (у г. Фролово).

Окско-Донская низменность сформировалась в основных чертах в ледниковое (днепровское) время. Доледниковые эрозионные понижения заполнились ледниковыми отложениями, а в верхнем плейстоцене и голоцене низменность подверглась эрозионному расчленению.

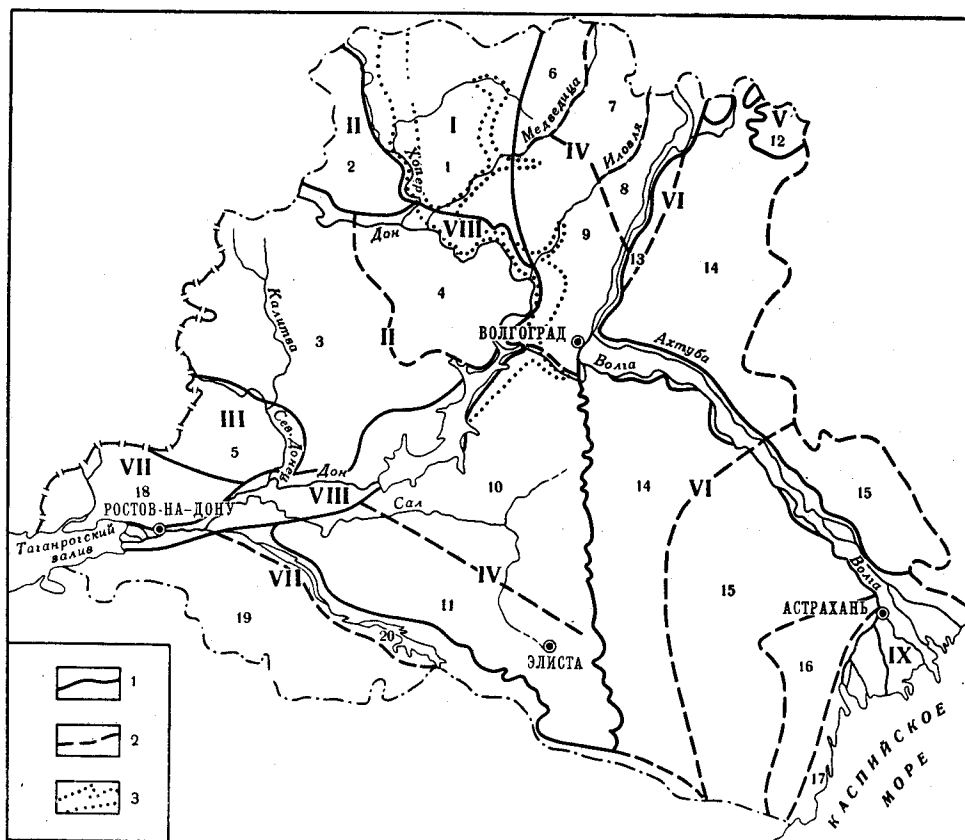


Рис. 96. Схема геоморфологического районирования территории Волгоградской, Ростовской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР (составили В. А. Брылев и А. В. Цыганков)

Границы: 1 — геоморфологических областей, 2 — геоморфологических районов, 3 — плиоценовой долины Дона. Геоморфологические области и районы: I — Окско-Донская низменность (1 — Хоперско-Бузулукская аккумулятивная равнина); II — Средне-Русская возвышенность (2 — Калачская возвышенность, 3 — Доно-Донецкая возвышенность, 4 — Восточно-Донская гряда); III — Донецкий кряж (5 — восточная часть кряжа); IV — Приволжская возвышенность и Ергени (6 — Медведицкие яры, 7 — бронированные кряжи междуречья Медведицы и Иловли, 8 — пластовые ступенчатые возвышенности Правобережья Волги, 9 — южная часть Приволжской возвышенности, 10 — возвышенности Северных и Центральных Ергеней, 11 — возвышенность Южных Ергеней); V — Низкое Заволжье (12 — сыртовая аккумулятивная равнина Заволжья); VI — Прикаспийская низменность (13 — Приволжская песчаная гряда; 14 — раннехвалынская глинистая равнина; 15 — верхнехвалынская песчаная равнина; 16 — район бэровских бугров; 17 — Новокаспийская равнина); VII — Причерноморская низменность (18 — Приазовская равнина; 19 — Азово-Кубанская низменность; 20 — Манычская низменность); VIII — долина и дельта Дона; IX — долина и дельта Волги

Наиболее характерными чертами рельефа здесь являются плоские довольно обширные водоразделы с абсолютными высотами 150—170 м, чередующиеся с широкими долинами рек.

В пределах этой области на рассматриваемой территории выделяется один район — Хоперско-Бузулукская аккумулятивная равнина.

Хоперско-Бузулукская аккумулятивная равнина расположена в бассейнах рек Хопра и Бузулука и ограничивается на севере широтным отрезком р. Хопра, на западе — Калачской воз-

вышенностью, на востоке — Медведицкими ярами (которые являются частью Приволжской возвышенности), а на юге выклинивается к устьям рек Хопра и Медведицы.

Рельеф равнины расчленен слабо, формы его мягкие. Высоты междуречий колеблются в пределах от 100 до 160 м над уровнем моря и постепенно снижаются с севера на юг. Крупные реки — Хопер, Бузулук, Медведица — располагаются по окраинам равнины. Характерной чертой геологического строения района является наличие мощной (до 70—80 м) толщи конечноморенных и флювиогляциальных отложений днепровского оледенения (Q_2). Ледниковые отложения сnivelировали неровности доледникового рельефа, который был расчленен не меньше современного.

По результатам бурения установлено, что под покровом ледниковых отложений имеется несколько древних долин, врезанных в доледниковый рельеф на глубину до 40—60 м. Проекция современных долин и водоразделов пересекаются проекциями древних долин. Последние расположены на глубинах от минус 20 до плюс 20—40 м и не выражены в современном рельефе.

Одна из крупных долин протягивается от с. Ивановки на р. Терсе через долину р. Медведицы (выше г. Михайловки) до современной долины р. Дона (к станице Кременской) и имеет длину около 150 км.* Ширина древней долины достигает 10—15 км, дно понижается до абс. отметки минус 20 м. Ю. А. Петрокович (1947) и другие исследователи полагают, что в доледниковое время по этой долине шел сток вод пра-Хопра.

Вторая древняя долина близка по расположению к современной долине р. Дона и меридионального отрезка р. Хопра. Контуры ее менее четкие, чем контуры долины пра-Хопра, но она более широкая (20—30 км). Отметки дна этой древней долины также достигают отметки минус 20 м (у станицы Слащевской). По мнению М. Н. Грищенко (1952), Дон в верхнем плиоцене и начале четвертичного периода огибал с севера Калачскую возвышенность и стекал по описанной долине от г. Борисоглебска до устья современного Хопра.

В послеледниковое время речная сеть претерпела частичную перестройку, в связи с чем возраст долин малых рек — Бузулука, Терсы, Кумылги, Елани, Паники и других — является послеледниковым (последнепровским).

Ледник произвел большую аккумулятивную работу, оставив по краям языка конечноморенные образования значительной мощности. Скопления валунов морены особенно велики на границе Хоперско-Бузулукской низменности с западным склоном Приволжской возвышенности. По данным В. С. Вышемирского (1951), среди пород, принесенных ледником, наиболее распространены зеленокаменные породы, гранитоиды, амфиболовые и биотитовые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, кварциты и кремни. Состав ледниковых валунов указывает, что областью питания была Карелия.

В центральной части района на поверхность выходит толща покровных суглинков мощностью до 10—15 м. По М. П. Казакову (1959), эти суглинки являются элювием ледниковых отложений. Выходы коренных пород известны у г. Урюпинска (песчаники нижнего мела), в районе г. Фролово (известняки верхнего карбона) и вдоль правого берега р. Медведицы, у г. Михайловки. Они обусловлены или наличием дислокаций (у г. Фролово), или глубоким врезом рек (по р. Медведице).

* Продолжение этой древней долины севернее с. Ивановки не изучено.

СРЕДНЕ-РУССКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Средне-Русская возвышенность расположена между Окско-Донской и Приднепровской низменностями. Реки Дон и Чир разделяют ту часть возвышенности, которая находится в пределах описываемой территории на три геоморфологических района: Калачскую и Доно-Донецкую возвышенности и Восточно-Донскую гряду (см. рис. 96).

Центральной части Средне-Русской возвышенности соответствует крупная тектоническая структура — Воронежская антеклиза. Эта структура характеризовалась тенденцией к поднятию на протяжении почти всего мезозоя и кайнозоя, что и обусловило возникновение Средне-Русской возвышенности.

Абсолютная высота Средне-Русской возвышенности достигает 240—250 м. Она расчленена густой сетью глубоких оврагов; средняя густота расчленения колеблется от 0,5 до 1,2 км на 1 км², глубина врезов достигает 100—120 м. Облик возвышенности — типично денудационный.

Калачская возвышенность занимает междуречье Хопра и Дона. Высокие (до 240 м) плоские водоразделы прорезаны глубокой эрозивной сетью. Водораздельные пространства, как правило, имеют плоско-выпуклую форму, склоны их обычно прямые или ступенчатые, крутизна их от 3—7 до 20—50°. Наиболее крутой склон обращен к долине р. Хопра. Крупных рек здесь нет, а более мелкие — Добринка, Манина, Акишевка, Криуша — обычно имеют вид хорошо разработанных оврагов. Продольные профили рек, балок и особенно оврагов ступенчатые, что обусловлено выходами в тальвегах сливных песчаников и опок.

Самая южная часть возвышенности, заключенная между сливающимися Хопром и Доном, характеризуется более мягкими формами рельефа. Высоты поверхности здесь сильно понижены и не превышают 180 м.

Геологическое строение Калачской возвышенности довольно простое. Она сложена слабо наклоненными к юго-востоку пластами пород верхнего мела и палеогена. Однако чередование пластов различной плотности отражается на геоморфологическом облике возвышенности в виде многочисленных уступов и карнизов на склонах. Наиболее плотными и устойчивыми к денудации породами являются сливные песчаники каневско-бучацкого и опки кампанского ярусов.

Рельеф Калачской возвышенности довольно молод. Вершины водоразделов в пределах большей части возвышенности сложены отложениями киевского и полтавского ярусов палеогена и миоцена. Отсюда ясно, что континентальный этап развития наступил не раньше миоцена. Начавшееся с этой эпохи расчленение территории приостановилось в среднеплейстоценовое время, когда Донской язык днепровского ледника перекрыл Калачскую возвышенность. Следы оледенения в виде валунов различных размеров (до 0,5—1,0 м) встречаются повсеместно (как на водоразделах, так и на склонах эрозивных форм).

Покров ледниковых отложений к настоящему времени уничтожен почти полностью. Современный облик Калачской возвышенности сформировался в послеледниковое время, когда район был отрезан Доном от основного массива Средне-Русской возвышенности (Грищенко, 1952) и подвергся эрозивному расчленению. Послеледниковые речки и балки приурочены, как правило, к доледниковым эрозивным формам.

Калачская возвышенность относится к одному из наиболее густо эродированных районов Средне-Русской возвышенности. В среднем на 1 км² здесь приходится более одного километра овражной сети. Раз-

вitiю оврагов способствуют следующие факторы: 1) интенсивный подъем территории в новейшее время; 2) наличие близких базисов эрозии рек Дона и Хопра с перепадом высот до 150—200 м; 3) значительное количество осадков — 400—450 мм в год; 4) ливневый характер осадков; 5) мягкий состав пород; 6) хозяйственная деятельность человека.

Однако в настоящее время проводятся противоэрозионные работы и поэтому процессы эрозии на Калачской возвышенности значительно ослаблены.

Доно-Донецкая возвышенность (см. рис. 96) расположена в пределах юго-восточного склона Воронежской антеклизы между открытым Донбассом, Чиром и Доном. Она сходна по основным чертам рельефа с Калачской возвышенностью.

Доно-Донецкий район занимает промежуточное положение между открытым Донбассом и Восточно-Донской грядой. На всем этом пространстве осадочный мезозойско-палеогеновый чехол характеризуется общим наклоном слоев к югу или юго-востоку в соответствии с наклоном поверхности Воронежского кристаллического массива. Плиоценовые отложения, представленные скифскими глинами, сохранились здесь только на плоских водоразделах, имеющих отметки 180—200 м.

Характерная черта равнин Доно-Донецкого междуречья — наличие плоских, нерасчлененных участков бронированного рельефа, приуроченных к площадям распространения кварцитовидных песчаников в толще бучакских песков. Участки бронированного рельефа занимают значительные площади в верховьях р. Глубокой (в районе г. Миллерово) и р. Деркула. Местами мергели и глины киевского яруса способствуют образованию в рельефе четко прослеживающегося уступа.

В юго-восточной части Доно-Донецкого междуречья (район пос. Тащинского и г. Морозовска) развиты плоские водораздельные участки, поверхность которых сложена скифскими глинами. Отметки высот водоразделов колеблются от 200—220 м на севере до 140—160 м на юго-востоке, где водоразделы очень постепенно переходят в правый склон долины р. Дона.

Речная сеть района представлена долинами рек Донца, Чира и их притоков: рек Большой, Березовой, Калитвы, Глубокой, Быстрой и др. Долины рек довольно широкие, глубины врезов меняются от 40—50 до 70—80 м.

Густота овражной расчлененности Доно-Донецкого района меньше, чем на Калачской возвышенности, и колеблется от 0,4—0,5 км на 1 км² в северной части до единичных оврагов в юго-восточной части. В целом как овражно-балочная, так и речная сеть, характеризуются хорошей разработанностью. Это связано с тем, что Доно-Донецкий район в отличие от Калачской возвышенности подвергался денудации на протяжении всего верхнего миоцена, плиоцена и антропогена и не был покрыт ледником. Формирование современного рельефа описываемого района началось в миоцене, после ухода с территории района полтавского и сарматского бассейнов.

Восточно-Донская гряда представляет собой юго-восточное окончание Средне-Русской возвышенности. Гряда протягивается почти в широтном направлении и ограничивается с севера и востока долиной р. Дона, а с юга долиной р. Чира. Линия водораздела между Доном и Чиром смещена в сторону Дона, и поэтому Восточно-Донская гряда резко асимметрична в поперечном профиле. Северный склон этой гряды короткий и круто обрывается уступом высотой 70—100 м к долине р. Дона; южный склон, слабо наклоненный в сторону р. Чира, длинный. Поверхность гряды представляет собой пологоволнистую

равнину, наклоненную к югу и юго-востоку, с преобладанием абсолютных отметок порядка 150—200 м. Максимальные высоты (около 250 м) приурочены к району южного окончания Доно-Медведицкого вала. Гряды расчленены неглубокими речными и балочными пологосклонными долинами бассейна р. Чира. Помимо этого северный склон гряды в отличие от южного сильно расчленен многочисленными оврагами.

В тектоническом строении Волго-Донская гряда расположена в пределах Чирских дислокаций и южной части Доно-Медведицкого вала. На дневную поверхность в осевой зоне Доно-Медведицкого вала выходят известняки среднего и верхнего карбона (у станции Кременской), а на склонах вала — триасовые, среднеюрские, ниже- и верхнемеловые породы. Большая же часть водоразделов сложена палеогеновыми отложениями до полтавского яруса включительно.

Осадочный чехол осложнен рядом локальных поднятий: Верховским, Саушинским и более мелкими. Дислоцированность территории оказала влияние на геоморфологический облик района и выразилась в многообразии форм рельефа. Так, в осевой части Доно-Медведицкого вала сохранились многочисленные останцы, а на крыльях Верховской и Саушинской структур крутоставленные породы мела образуют куэсты и гряды. Для районов с пологим залеганием пород (поле палеогеновых отложений) характерны столовые и останцовые водоразделы, имеющие местное название «венцы». Чередование в разрезе устойчивых к выветриванию пород (опоки, известняки, песчаники) с податливыми способствует образованию широко развитых здесь структурных поверхностей (верховья р. Голубой) и ступенчатых склонов долин. Ступенчатое строение особенно характерно для правого склона долины р. Дона, где на различных его участках насчитывается иногда до 5—6 нешироких структурных ступеней (районы г. Серафимовича, хуторов Затонского и Авиловского). Однако в «малой» излучине р. Дона (от станции Сиротинской до станции Голубинской) на абсолютной высоте 120—140 м вдоль правого берега р. Дона прослеживается более крупная ступень рельефа шириной до 5—6 км, происхождение которой не может быть объяснено только структурными условиями. Ступень выработана в породах туронского и сантонского ярусов и, по-видимому, связана с деятельностью системы Ергень-реки и пра-Дона, служившими в плиоцене базисом эрозии. В настоящее время р. Дон размывает эту ступень рельефа. М. В. Пиотровский (1945) сопоставляет нижний ярус рельефа «малой» излучины Дона с акчагыльской абразионной террасой в низовье Волги.

Речная сеть района представлена долинами Дона и более мелких рек. Долина Дона будет описана отдельно. Долины малых рек — Голубой, Царицы, Лиски, Чира — являются консеквентными, что указывает на важную роль структурно-тектонического фактора в формировании гидрографии.

Долины рек имеют правостороннюю асимметрию, дно их занято, как правило, поймой и морфологически плохо расчленяющимся комплексом террас. В нижнем течении долина р. Чира переуглублена до 10 м (Галактионов, 1960) и выполнена аллювиальными осадками верхнего плиоцена (андреевская свита). Следовательно, эта долина заложилась еще в верхнем плиоцене и вливалась в долину пра-Дона. О долинах других малых рек сведений еще недостаточно.

Северный склон Восточно-Донской гряды расчленен очень густой сетью оврагов (станции Клетская, Сиротинская), местами развиты ландшафты «дурных» земель. Плоскостной смыв обнажил на склонах

долины р. Дона значительные территории, и там, где обнажаются мергели или мел тулонского яруса, местность имеет безжизненный вид.

История развития рельефа Восточно-Донской гряды сходна с историей Калачской возвышенности и Доно-Донецкого района. В течение палеогена и в начале миоцена здесь было море, а затем с миоцена начался континентальный этап развития. Длительная континентальная денудация привела к выработке типично денудационного рельефа. Соотношение тектонических элементов и форм рельефа, как правило, прямое.

Отличительной особенностью истории Восточно-Донской гряды является то, что она не покрывалась ледником, как Калачская возвышенность, а на протяжении всего неоген-четвертичного времени была под влиянием системы крупных древних рек Ергень-реки и пра-Дона, которые непрерывно разрушали поверхность этого района с севера и востока. Отступление Дона вправо продолжается и до настоящего времени, благодаря чему сохраняется резкость форм правого донского берега. На участке Цимлянского водохранилища эрозионные процессы несколько ослабли в связи с повышением базиса эрозии.

ДОНЕЦКИЙ КРЯЖ

Донецкий кряж входит в пределы описываемой территории лишь своей восточной частью. Здесь может быть выделен только один геоморфологический район.

Район восточной части Донецкого кряжа, граница которого проводится по крайним выходам на поверхность дислоцированных пород палеозоя. Донецкий кряж представляет собой денудационную возвышенность, сформировавшуюся на складчатой герцинской структуре.

В результате неотектонических движений кряж поднимался и разрушался. Наиболее высокие точки в пределах восточной части кряжа достигают абсолютной отметки 305 м. Относительное превышение кряжа над окружающей территорией составляет в среднем 150—200 м.

М. В. Карандеева (1957) указывает на сильную эрозионную расчлененность кряжа и утверждает, что эту область нельзя назвать пене-пленом; связь форм рельефа с тектоническими и литологическими условиями чрезвычайно тесная, поэтому рельеф этой области ближе стоит к низкогорному рельефу, чем к равнинному. По данным В. С. Преображенского, в пределах кряжа развит в основном обра-щенный рельеф: современные водоразделы совпадают с осями синклинальных складок. Мелкие формы рельефа образованы чередующимися пологими поднятиями и седловинами, что обусловлено литологическим фактором (положительные формы сложены песчаниками и известняками, отрицательные — сланцами).

В. С. Преображенский (1954) выделяет два типа водоразделов:

1) пологосклонные водоразделы, покрытые красно-бурыми суглинками мощностью до 10—20 м. Покров рыхлых отложений маскирует коренные породы, однако, иногда из-под покрова выступают гребни коренных пород;

2) водоразделы с малой мощностью или отсутствием рыхлых отложений. Здесь геологическое строение отчетливо выражено в рельефе грядами и гривами. Гряды высотой до 30—40 м имеют ширину несколько сотен метров и протягиваются в длину на несколько километров.

На аэрофотоснимках видно, что грядовый рельеф довольно хорошо отражает тектоническое строение Донбасса. Более мелкие гряды или

гряды встречаются чаще, особенно на склонах. Гряды, как и гряды, образуются благодаря неравномерному выветриванию обнажающихся известняков, песчаников и глинистых сланцев. Гряды сложены песчаниками и известняками, а межгрядные понижения образуются в местах выхода глинистых сланцев, так как последние легко разрушаются. Направление гряд зависит от простирания соответствующих им пластов, т. е. совпадает в общем с главным направлением складчатости в Донбассе: запад-северо-западным и восток-юго-восточным. Размеры гряд зависят от протяженности пластов на дневной поверхности, их мощности и углов падения, а расстояние между грядами — от мощности неустойчивых пород. Самые крупные гряды достигают на водоразделах высоты 2—3 м и прослеживаются нередко на несколько километров.

Местоположение и строение долин рек и балок зависит в большинстве случаев от тектонического строения. Так, сложнопостроенная долина р. Кундрючьей совпадает с Должанско-Садкинской синклиналью. Продольные долины заложены большей частью на крыльях складок, а поперечные пересекают несколько структурных элементов. Встречаются долины, заложённые по оси антиклинали (например, долина р. Большой Каменки). В долинах, развивающихся по простиранию пологих складок, нередко наблюдаются структурные террасы из устойчивых пород.

В речных долинах выделяются участки, совпадающие с простиранием пород, и участки, секущие тектонические элементы. У вторых — долины более узкие, а продольный профиль ступенчатый. Террасы малых рек восточной части Донецкого кряжа иногда обусловлены местными базами эрозии в виде выступов твердых пород.

Долина р. Северского Донца на большом участке совпадает с контактом каменноугольных и меловых отложений, а ниже г. Белой Калитвы поворачивает на юг, пересекая тектонические структуры. Гидрографическая сеть в центральной части Донбасса частично использует домеловые ложбины (Преображенский, 1954), большая же часть речных долин Донецкого кряжа заложилась после ухода палеогеновых морей. С этого времени район не покрывался морями, а воздымание на протяжении неогена и антропогена привело к уничтожению мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и к созданию расчлененного рельефа.

ПРИВОЛЖСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ И ЕРГЕНИ

Приволжская возвышенность занимает обширную территорию, расположенную вдоль правого берега р. Волги. В пределах описываемой территории возвышенность протягивается от северных границ Волгоградской области до г. Волгограда на 300 км, а с востока на запад — на 120—130 км. Ее центральная часть наиболее приподнята и представляет собой плато, где абсолютные отметки рельефа достигают 359 м над уровнем моря. Формирование рельефа возвышенности происходило под воздействием интенсивных новейших тектонических движений и эрозионных процессов.

К югу от Волгограда Приволжская возвышенность постепенно переходит в Ергени. М. В. Карандеева (1957) объединяет Приволжскую возвышенность и Ергени в одну геоморфологическую область. По особенностям рельефа и геологического строения эта область подразделяется на ряд геоморфологических районов (см. рис. 96).

Возвышенность Медведицких яров. Эти яры расположены по правобережью р. Медведицы. На западе они граничат с Хоперско-Бузулукской аккумулятивной равниной по линии, проходящей

через исток р. Кумылги и верховья р. Бузулука до долины р. Терсы — правого притока р. Медведицы. Последняя ограничивает Медведицкие яры с востока.

В тектоническом отношении район приурочен к восточной части Терсинской депрессии и к западному погружению Доно-Медведицкого вала, сложенных у поверхности отложениями верхнего мела и палеоцена. В западной части района меловые и палеоценовые породы были перекрыты песками ергенинской свиты, а затем и ледниковыми отложениями максимального днепровского оледенения.

Общий наклон поверхности с востока (от долины р. Медведицы) на запад совпадает с азимутом падения слоев осадочного чехла к центру Терсинской депрессии. Высоты рельефа уменьшаются в этом направлении от 200 до 180—160 м.

Рельеф Медведицких яров денудационный, и наиболее характерной его чертой являются выпуклые водоразделы, глубоко расчлененные оврагами. Донской язык днепровского ледника, покрывавший всю территорию района, оставил конечноморенные отложения. К настоящему времени песчано-глинистый материал морены в восточной части района почти размыт, и на поверхности коренных пород разбросаны валуны карельских кристаллических пород. В западной части района морена сохранилась лучше. Она покрывает здесь водоразделы и имеет мощность до 10—12 м. По М. П. Казакову (1959), верхняя часть моренной толщи преобразована элювиальными процессами в толщу покровных суглинков.

В соответствии с различным геологическим строением западной и восточной частей Медведицких яров различается и овражно-балочная сеть. Наиболее расчленен склон, обращенный к долине р. Медведицы; он короткий и крутой. Склон, наклоненный в сторону р. Бузулука, является длинным и пологим. Эрозионная расчлененность Медведицкого склона сейчас достигла 1—2 км на 1 км². Овраги этого склона короткие и глубокие. В верховьях они врезаны в толщу четвертичных ледниковых отложений, а в нижнем их течении вскрываются коренные породы. Овраги бузулукского склона длинные, выположенные. Они врезаны главным образом в четвертичные образования.

Крупные реки района — Медведица и Терса — образовались уже в послеледниковое время. М. Н. Грищенко (1952) предполагает, что долина р. Медведицы возникла на краю Донского ледникового языка в период его таяния. Таким образом, возраст долины р. Медведицы среднеплейстоценовый (Q_2). Долина р. Терсы также послеледниковая, так как в ледниковое время эта долина или была погребена под ледником или вообще не существовала. Ширина долин Медведицы и Терсы значительна (до 5—10 км). Поймы этих рек достигают ширины 4—5 км и занимают большую часть долины. Высоты первой и второй террас составляют соответственно 10—14 и 18—22 м. Они синхронизируются с соответствующими террасами р. Дона и датируются как верхнеплейстоценовые (соответственно Q_3^3 и Q_3^2). К третьей надпойменной террасе р. Медведицы, датируемой средним плейстоценом (Q_2), относятся обширные песчаные скопления в расширенных участках долины выше г. Михайловки.

Район Медведицких яров служил границей Днепровского оледенения. К востоку от них следы ледника отсутствуют.

Возвышенности междуречья Медведицы и Илови целиком приурочены к северной части Доно-Медведицкого вала и представляют собой единую положительную морфоструктуру. Здесь зафиксированы наиболее высокие отметки дневной поверхности рассмат-

риваемой территории, достигающие 359 м (Гусельско-Тетереvятский кряж).

Характерными чертами рельефа являются плоские бронированные водоразделы, ярусность рельефа и куэстовые гряды на крыльях структур. Здесь, как и в Донецком кряже, особенно наглядно видно соответствие форм рельефа структурно-литологическим условиям. В течение длительного этапа континентального развития, начавшегося в конце палеогена (Пиотровский, 1945; Горелов, 1957), процессы денудации постоянно разрушали и понижали рельеф района. В результате неоген-четвертичной эрозии была размыва толща верхнемеловых (местами даже юрских) и палеоцен-эоценовых отложений общей мощностью до 300—500 м. К настоящему времени денудация несколько замедлилась в связи с выходом на поверхность горизонта очень крепких железистых песчаников готерив-баррема. Там же, где эти песчаники оказались размывыми, произошло быстрое понижение рельефа с образованием депрессий.

Для описываемого района характерны три основных типа рельефа: бронированные водоразделы, эрозионные депрессии и куэстовые гряды.

К бронированным водоразделам относятся известные возвышенности: Гусельско-Тетереvятский кряж, Перевозинская гряда и водоразделы вблизи г. Жирновска и пос. Котово. Эти возвышенности приурочены к северной части Доно-Медведицкого вала. Почти горизонтальное залегание слоев обусловило ровную поверхность возвышенностей. Бронирующим является, как уже упоминалось выше, горизонт железистых песчаников готерив-баррема.

Иногда высокие водоразделы образованы и на участках с наклонным залеганием пород. В таких случаях водоразделы сложены несколькими ярусами нижнего и верхнего мела, однако, они представляют собой не столовую, а холмистую грядовую возвышенность с наиболее высокой частью, соответствующей выходам пород готерив-баррема. Примером такой водораздельной возвышенности служит северо-восточное продолжение Перевозинской гряды. Бронированные водоразделы подверглись эрозионному расчленению и имеют извилистые очертания в плане, а местами и совсем разобщены.

Эрозионные депрессии почти лишены постоянных водотоков. К ним относятся обращенные своды Иловлинской и Линеvской локальных структур. Размеры депрессии Иловлинской структуры составляют 25×7 км, а Линеvской 15×12 км. Сейчас дно названных депрессий находится на абсолютных высотах 200—180 м, что на 100—150 м ниже окружающих участков Гусельско-Тетереvятского кряжа и Перевозинской гряды (данные участки приурочены к пологим крыльям структур).

Несколько южнее расположена Коробковская структура с прямым соотношением рельефа и тектонического строения. Горизонт песчаников готерив-баррема в связи с общим погружением к югу находится на высоте 250—260 м. Поэтому Коробковское поднятие еще выражено в рельефе. Однако верховью притоков Иловли и Медведицы уже очень близко (на 5—7 км) подошли друг к другу; в будущем они «перепилят» свод поднятия, и тогда возникнет обращенная форма рельефа.

Куэстовые гряды на крыльях структур, названные А. Н. Мазаровичем (1927) «хребтами», образованы на крутых крыльях локальных структур (Жирновской, Бахметевской и Иловлинской), осложняющих западное и восточное крыло Медведицко-Иловлинского блока. Гряды встречаются только на тех крыльях блока, где пласты падают под углами 20—45°. Наиболее хорошо выражены две гряды.

Первая гряда именуется Александровским кряжем. Долиной р. Медведицы кряж отрезан от большей части района. Кряж вытянут

меридионально (примерно на 35 км), ширина его составляет 5—10 км, абсолютная высота доходит до 260 м, относительное превышение достигает 100—120 м. Александровский кряж образовался в результате разрушения рекой Медведицей свода Жирновской и частично Бахметьевской структур. Он расположен на западном, более крутом, крыле указанных структур. Углы падения слоев достигают здесь 40—45°, наиболее высокие отметки связаны с горизонтом железистых песчаников.

Вторая гряда находится на восточном крыле Иловлинской структуры и образована также выходами железистых песчаников. Однако эта гряда не является сплошным «хребтом», а разрезана оврагами на ряд останцов. Высота последних достигает 291 м, а относительное превышение над дном депрессии — 80—100 м.

Ярусность рельефа, характерная для данного района, будет рассмотрена после описания всей Приволжской возвышенности.

Возвышенность правобережья Волги отделяется от основной части Приволжской возвышенности долиной р. Иловли и вытянута в длину на 150 км, а ширина ее колеблется от 20 км (район г. Камышина) до 50 км (у с. Горного Балыклея). Западная и восточная границы проходят соответственно по долине Иловли и правому берегу Волги, северная — примерно совпадает с административной границей Волгоградской области, а южная — условно проводится по исчезновению ступенчатости рельефа и погружению коренных пород под континентальные отложения ергенинской свиты на широте с. Горного Балыклея.

В тектоническом отношении район совпадает с Приволжской моноклиной, в пределах которой слои осадочного чехла падают на юго-восток. В близком к этому направлении уменьшаются отметки рельефа (от 280—260 м на севере до 180—200 м на юге). На поверхность выходят верхнемеловые отложения (по берегу Волги и в юго-западной части района), а также породы палеогена.

Наиболее яркой чертой рельефа восточной части Приволжской возвышенности является ярусность. Здесь развиты ярусы рельефа (срезающие породы различного возраста) и структурные ступени. Другая особенность рельефа — наличие столовых водоразделов и различного размера останцов.

В пределах района выделяются следующие ярусы рельефа: 1) верхний ярус на высотах 280 м на севере и 200—220 м — на юге; 2) нижний — на высотах от 150—160 м на севере до 100—120 м на юге; 3) абразионная терраса на высоте около 50 м.

Верхний ярус рельефа срезает отложения палеоцена и эоцена, а в бассейне р. Балыклейки (в пределах Южно-Волжского отрога Доно-Медведицкого вала) — и верхнемеловые породы. Следовательно, верхний ярус образовался не раньше олигоцена. Как показали М. В. Пиотровский (1945), С. К. Горелов (1957), А. В. Цыганков и др., он сформирован в течение миоцена.

В центральной части Приволжской возвышенности верхний ярус рельефа, объединяющий бронированные водоразделы, охарактеризованные при описании предыдущего района, расположен значительно выше, на высоте 300—350 м. По С. К. Горелову (1957, 1964), он образовался в палеоцене (сызранско-саратовский век) в процессе морской абразии. М. В. Пиотровский и В. М. Алешин считают водораздельные кряжи центральной части Приволжской возвышенности денудационными и полагают, что формирование ее рельефа происходило в основном в миоцене, когда в результате интенсивных тектонических движений происходила планация. Этот вывод ими делается на основании предположе-

ния, что эоценовые, а возможно, и олигоценовые отложения перекрывали всю Приволжскую возвышенность.

Нижний ярус рельефа выработан в полосе правого берега Волги, его ширина меняется от 10—15 км (Щербаковская излучина) до 2—5 км. М. В. Пиотровский (1945) называл этот ярус «нижним плато» и считал, что он образовался путем морской абразии правого берега Волги в акчагыльском веке. Такие же соображения о генезисе «нижнего плато» высказал и С. К. Горелов (1957). В описываемом районе отложения акчагыльского яруса не встречены. Они отмечаются на правобережье Волги севернее Саратова, в долинах рек Терешки и Сызрани. Поэтому не исключено, что данная ступень рельефа, хотя и образовалась под влиянием акчагыльского моря, но не путем абразии, а в процессе денудации, для которой базисом эрозии был акчагыльский бассейн.

На высоте 50 м вдоль Волги тянется терраса в виде узкой, иногда прерывающейся полосы шириной от первых сотен метров до 1,0—1,5 км. Высота этой террасы почти не изменяется, и она срезает отложения различного возраста от турон-сантонских на севере до пролейских и царицынских в районе с. Горного Балыклея. По наличию хвалыньских глин в понижениях террасы, а также в устьях балок, в которые она заходит, возраст ее считается нижнехвалынским — $Q_3^{hv_1}$ (Обидиентова, Губонина, 1962; Горелов, 1957 и др.), а генезис — абразионным (хотя отдельные участки являются аккумулятивными).

Кроме крупных ярусов рельефа, волжский склон осложнен многочисленными структурными ступенями. Выходы опок сызранского яруса, сливных песчаников камышинского и царицынского ярусов создают структурные площадки.

На водоразделах (в районе с. Водно-Буерачного, в верховьях рек Камышинки и Бердии) имеются понижения в рельефе, выполненные плиоценовыми и раннечетвертичными отложениями. А. Н. Мазарович (1927) и В. А. Николаев полагают, что реки Даниловка, Камышинка и Балыклея стекали в дорисское время не в Волгу, а в Иловлю и лишь впоследствии стали впадать в Волгу в результате перехвата.

Нельзя не отметить наличие большого количества сбросов, выявленных А. П. Павловым и Н. С. Шатским (1922). По их мнению, Щербаковский сброс, Балыклеяский и Александровский грабены образовались в течение плиоцен-раннечетвертичного времени в связи с опусканием Прикаспийской синеклизы. Александровский грабен выражен в рельефе в виде котловины.

Берег Волги осложнен оползнями, для развития которых на протяжении всего четвертичного периода существовали благоприятные условия: уклон пластов к Волге, большой перепад высот, меняющийся базис эрозии (вследствие трансгрессий морей), наконец, размыв Волгой правого берега, в результате чего нарушается равновесие склона. Крупные оползневые участки находятся в районе сел Щербаковки и Даниловки.

Длительное развитие рельефа в континентальных условиях обусловило образование здесь многочисленных эрозионных форм (густота эрозионной сети на многих участках достигает 1—2 км на 1 км²).

Со строительством Волжской ГЭС в прибрежной зоне Волгоградского водохранилища повысился базис эрозии, что привело к некоторому затуханию линейной эрозии в прибрежной зоне. Вместе с тем, здесь возникли абразионные процессы, которые разрушают высокое правобережье низовьев Волги. На нем теперь вновь появляются «морские» абразионные террасы.

Южная часть Приволжской возвышенности включает территорию Медведицко-Волжского междуречья к югу от станицы Березовской, хутора Гурова, сел Ольховки и Горного Балыкля. Эта часть Приволжской возвышенности в плиоцене была полностью перекрыта покровом континентальных ергенинских отложений. В конце плиоцена и в четвертичном периоде аккумулятивная ергенинская равнина подверглась денудации. Однако и к настоящему времени сохранился покров ергенинских осадков мощностью до 30—40 м, и черты плиоценовой аккумуляции не исчезли. В то же время южная часть Приволжской возвышенности не имеет ярусности, денудационных останцов и других черт, характерных для более северных участков возвышенности.

Район представляет собой асимметричную возвышенность (с более крутыми Иловлинским и Волжским правыми склонами), построенную на моноклинально залегающих отложениях мезозоя и кайнозоя. На коренных породах несогласно залегает ергенинская свита, а на последней южнее широты г. Дубовки расположены континентальные красные бурые и серовато-зеленые глины и лёссовидные суглинки сыртовой (скифской) свиты верхнего плиоцена. При движении с севера на юг эти породы залегают сначала в виде отдельных пятен в понижениях рельефа, а далее образуют большие массивы. Слои падают с северо-запада на юго-восток и в этом же направлении снижаются высоты поверхности, достигающие 170—190 м на северо-западе и 130—140 м у г. Волгограда. Очертания водоразделов мягкие, а в южной части района развиты обширные плоские участки, постепенно переходящие в склоны долин. Главный водораздел между реками Доном и Волгой сдвинут в сторону Волги и отстоит от нее на 15—30 км. Донской и Иловлинский склоны длинные (до 50 км) и очень пологие.

Более резкие формы рельефа наблюдаются в полосе правого берега рек Волги и Иловли. Овраги прорезают здесь скифские и ергенинские отложения, врезаются в коренные породы и имеют резкие очертания. Глубина вреза на Волжском склоне достигает 80—100 м, а на правом склоне долины р. Иловли 50—60 м.

Речная сеть района представлена нижним течением р. Иловли, а также несколькими более мелкими реками — притоками Иловли и Дона.

Долина Иловли в нижнем течении достигает ширины 5—8 км. По А. Н. Мазаровичу (1927) и С. К. Горелову (1957), заложение ее относится к верхнему плиоцену — началу антропогена. Более мелкие реки (притоки р. Дона) сформировались в начале четвертичного времени, так как их долины пересекают древнюю долину Дона, выполненную верхнеплиоценовыми осадками андреевской свиты (древняя долина р. Дона будет описана ниже совместно с современной его долиной).

На волжском склоне, на высоте 45—50 м, расположена раннехвалынская абразионная терраса, резко понижающаяся (до 15—20 м) в районе г. Волгограда, где она становится уже аккумулятивной и далее постепенно сливается с правобережной частью Прикаспия.

Возвышенность Северных и Центральные Ергени находится к югу от Приволжской возвышенности, отделяясь от нее долинами рек Карповки и Червленной, протягивается до р. Маныча. Северная и центральная части Ергени по орографии и геологическому строению отличаются от южной. Граница между Центральными и Южными Ергенями проводится по линии, идущей с северо-запада на юго-восток, севернее г. Элисты.

Северные и Центральные Ергени расположены на площади вала Карпинского и Тормосинского прогиба. Выходы коренных пород (май-

копской серии, онкофорового горизонта) в пределах района наблюдаются только в наиболее глубоко врезаемых балках на севере Ергеней. Покров песчаных отложений ергенинской свиты, скифских глин и лёссовидных суглинков достигает общей мощности 90—110 м. Подошва ергенинских отложений постепенно повышается к югу, и южнее Элисты ергенинская свита выклинивается.

Наличие рыхлых песчано-глинистых отложений обусловило основные черты рельефа Северных и Центральных Ергеней. Здесь преобладают волнистые водоразделы и плавные склоны речных долин и балок: Ергени так же асимметричны, как и Приволжская возвышенность: восточный склон имеет ширину от нескольких километров до 15—20 км, а западный очень полого спускается к долине р. Дона, и ширина его достигает 80—100 км. Асимметричность усилена трансгрессиями морей хвалынского века, оставивших здесь береговые линии на абсолютных высотах 45—50 и 20—22 м (Карандеева, 1957).

Высота Ергеней увеличивается с севера на юг от 160—170 до 190—200 м. В плане водоразделы имеют извилистый вид, так как балки восточного и западного склонов кулисообразно заходят друг за друга своими верховьями. Для водоразделов характерен микрорельеф суффозионных западин и сурчиных бугров.

Западный склон Ергеней, представляющий собой увалистую равнину, осложнен длинными балками, прорезающими скифские глинистые и лёссовидные породы. Балки впадают в реки Донскую Царицу, Ерик, Есауловский Аксай, Курмоярский Аксай и Сал. Долины этих рек широкие (до 3—5 км), с небольшой правосторонней асимметрией. Руслу очень извилистые, со слабым течением, глубинная эрозия в долинах рек уступает боковой. Создается впечатление, что эрозия почти затухла.

В противоположность этому восточный склон имеет другой вид. Он весь изрезан глубокими балками, крут и со стороны Прикаспия имеет вид крупной возвышенности. Наиболее крупными балками восточного склона являются Зельмень, Ласта, Тингута, Ялмата, Кегульта и др. Характерной особенностью балок данного склона является наличие в их устьях террасы раннехвалынского возраста. Генетически она связана с заливами раннехвалынского моря. Терраса сложена песками (перемытыми из ергенинских отложений) с прослоями шоколадных глин, с обильной хвалынской фауной.

Так как хвалынская терраса имеется почти во всех балках восточного склона Ергеней, то, следовательно, эрозионная сеть была сформирована в дохвалынское время. Только овраги, прорезающие указанную террасу и береговую линию, образовались в послехвалынское время. Эти овраги имеют вид резких, но неглубоких еще врезов и составляют небольшую часть всех эрозионных форм восточного склона.

Возвышенность Южных Ергеней представляет самую южную часть Ергеней (Сало-Маньчский водораздел), имеющую субширотное простираие. Покров ергенинских отложений здесь отсутствует. В тектоническом отношении Южные Ергени приурочены к валу Карпинского, представляющего собой по верхним горизонтам крупную антиклинальную складку. В осевой части складка сложена темными глинами майкопской серии, здесь же зафиксированы наибольшие отметки Ергенинской возвышенности (порядка 220 м). Этот участок известен в литературе как «олигоценая гряда» Ергеней.

На южном крыле указанной антиклинали сохранились образования конкского, караганского и сарматского возраста. Самая южная возвышенность Ергеней, достигающая высоты 200 м, известна в литературе под названием «миоценовая гряда» Ергеней.

Осадочный чехол района осложнен локальными поднятиями: Белоглинским, Ики-Бурульским, Ульдючинским, Ремонтненским и др.

Рельеф Южных Ергеней денудационный. Здесь, в отличие от Северных и Центральных Ергеней, денудация уничтожила ергенинские отложения, а также частично понтические, ниже- и среднемиоценовые.

Водоразделы протягиваются в виде узких гряд с северо-запада на юго-восток. Балки Южных Ергеней более длинные, чем Северных и Центральных Ергеней. Площади водосбора некоторых балок достигают 2000 км². Длина балок Яшкуль, Улан-Зуха, Элиста превышает 50 км. В устьевые части балок вдается раннехвалынская аккумулятивная терраса.

Юго-восточная оконечность Ергеней — мыс Чолон-Хамур — осложнена ступенью рельефа. У карьера Чолон-Хамур она расположена на высоте 60—70 м и является структурной, связанной с горизонтом сарматского известняка. Если проследить ступень по направлению к юго-востоку от карьера Чолон-Хамур, то видно, что в 3 км от него горизонт известняка полностью срезан денудацией, и ступень исчезает.

Террасы, осложняющие восточный склон Ергеней, образовались в максимальную стадию раннехвалынской трансгрессии и в стадию спада раннехвалынского бассейна. Верхняя терраса расположена на высотах от 20—22 до 45—50 м, нижняя (терраса стадии спада) — от 10—15 до 20—22 м. Обе террасы сложены песчано-глинистым материалом, накопившимся за счет размыва в прибрежной зоне.

На нижней террасе хорошо сохранились реликты морских условий — древние лагуны, образовавшиеся в расширенных устьевых частях крупных балок Дунд-Нур, Эмне-Нур, Ар-Нур. В настоящее время лагуны имеют вид обширных плоских понижений рельефа, округлых в плане и отгороженных от Прикаспийской низменности валами высотой 5—10 м. Поверхность древних лагун расположена на высоте 15—20 м.

НИЗКОЕ ЗАВОЛЖЬЕ

Сыртовая аккумулятивная равнина Заволжья лежит на крайнем северо-востоке описываемой территории, в бассейне р. Еруслана расположены отроги Общего Сырта. Этот район ограничивается изогипсой +50 м, с которой почти полностью совпадает береговая линия раннехвалынского моря. На 30—40 м над указанной линией возвышаются окраины равнины Общего Сырта, абсолютные отметки которой не превышают здесь 70—90 м.

Граница Прикаспийской синеклизы с юго-восточной частью Воронежской антеклизы проходит значительно севернее. По Г. В. Вахрушеву и А. П. Рождественскому, данная граница проходит по зоне разломов, выраженной Приволжской гравитационной ступенью. Таким образом, геоморфологическая и тектоническая границы не совпадают, и описываемый район находится частично в зоне соляных куполов краевой части Прикаспийской синеклизы.

Поверхность района сложена песками и глинами сыртовой свиты (возраст которой А. В. Востряков определил как апшеронский) и четвертичными покровными суглинками. В строении рельефа участвуют слабоволнистые водоразделы и пологосклонные балки. Постоянные водотоки, за исключением р. Еруслана, отсутствуют. Овражно-балочная сеть довольно редкая.

ПРИКАСПИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

В пределы Нижнего Поволжья Прикаспийская низменность заходит своей северо-западной частью, на площади которой размещается ряд районов Волгоградской и Астраханской областей. Долина р. Волги

к югу от г. Волгограда разделяет Прикаспийскую низменность на левобережный и правобережный участки.

Тектонические процессы обусловили выходы на дневную поверхность в пределах Прикаспийской низменности пермских, триасовых, юрских, меловых и палеогеновых отложений, которые принимают непосредственное участие в рельефообразовании описываемой территории. Помимо тектонических факторов, важная роль в формировании рельефа принадлежит морям древнего Каспия, которые нивелировали все неровности древнего рельефа. Общий размах отрицательных движений в рассматриваемой области за плиоцен-четвертичное время достигает 500—600 м, а в зонах соляных куполов составляет 0—200 м.

Схема новейшей тектоники Северного Прикаспия дана Ю. А. Мещеряковым. Согласно этой схеме зоны новейших поднятий Шунгайского, Джаныбекско-Урдинского, Малоузенского и разделяющие их зоны новейших опусканий Хаки-Эльтонского и Ащеузенского ориентированы с северо-запада на юго-восток. Г. В. Вахрушев и А. П. Рождественский считают, что тектонические элементы Северного Прикаспия имеют концентрическую зональность.

Современный облик рельефа Прикаспийской низменности во многом обусловлен трансгрессиями Каспия. После максимальной (+50 м) нижнехвалынской трансгрессии море еще два раза в верхнехвалынском и новокаспийском веках заливало территорию Прикаспия, но уже на более низких уровнях. Возрастные различия рельефа низменности положены в основу геоморфологического районирования этой области. Кроме равнин, имеющих разный возраст, в пределах западной части Прикаспийской низменности выделяются наложенная песчаная гряда и район развития бэровских бугров.

Приволжская песчаная гряда вытянута вдоль левого берега Волги от устья р. Еруслана до с. Приморска на 150 км, при ширине 15—25 км. Гряда сложена песками и всхолмлена. Высота ее достигает 40—45 м, что на 10—15 м превышает высоту расположенной восточнее глинистой нижнехвалынской равнины.

Приволжская песчаная гряда сформировалась в период раннехвалынской трансгрессии и была в то время аванделтой Волги. Аналогичные пески отлагались в долине р. Еруслана у с. Лятошинки, где в небольших песчаных карьерах видно, что пески в разрезе чередуются с прослоями коричневых песчаных глин (типа шоколадных), в которых встречена хвалынская фауна.

Раннехвалынская глинистая равнина расположена в северной части Прикаспийской низменности. На севере границей равнины служит раннехвалынский абразионный уступ, на западе — правый берег Волги и восточный уступ Ергеней, на юге граница проводится по нулевой горизонтали, южнее которой поверхность сложена уже верхнехвалынскими песками. От г. Волгограда до с. Никольское равнина прорезана Волго-Ахтубинской долиной.

Поверхность равнины была создана во время максимальной раннехвалынской трансгрессии, оставившей пачку шоколадных глин и суглинков. Поверхность равнины очень ровная, на больших участках относительные превышения составляют всего 2—3 м.

Рельеф равнины осложнен лиманами, являющимися реликтами моря, а также суффозионными западинами и просадками. Форма лиманов различная: от круглой до изометричной. Некоторые лиманы (Могута, Тяжи, Пришиб, Сайхин) имеют размеры до 8—10 км, а дно их на 2—5 м ниже окружающей равнины. Благодаря большой увлажненности лиманы используются как сенокосные угодья. М. В. Карандеева (1957) и Н. И. Фотеева (1962) указывают на связь лиманов с берего-

выми линиями отступавшего нижнехвалынского бассейна. Западины — это мелкие по сравнению с лиманами формы. Часто они округлы, имеют в диаметре 50—200 м и углублены на 0,5—2 м.

Между Сарпинскими озерами и Волгой равнина разделена многочисленными ветвящимися ложбинами, врезанными в нее на 3—6 м. Ширина ложбин меняется от 100 до 1000 м. Они покрыты тонким слоем аллювия, сложенного иловато-песчаными частицами (Карандеева, 1957). Наиболее крупная ложбина — Сарпинско-Даванская — протягивается от Красноармейска на юг через систему Сарпинских озер, затем поворачивает на юго-восток и северо-восточнее пос. Яшкуль теряется в песках. Ложбины были выработаны сразу после ухода нижнехвалынского моря временными потоками, которые протягивались от основного русла р. Волги.

Среди ровной, как стол, поверхности равнины изредка встречаются холмы с относительной высотой до 40—100 м. Это — горы Большое Богдо, Малое Богдо и Большой Улаган, которые кажутся настоящими горами на ровном фоне низменности. Образование их вызвано воздыманиями солянокупольных структур. С прорванными соляными куполами связаны озера Эльтон и Баскунчак, возникшие на месте компенсационных мульд, генетически связанных с куполами (Журавлев, 1964). Возвышенности другого типа не так заметны, как горы Богдо и Улаган, и представляют собой невысокие (до 10—14 м относительной высоты) очень пологие повышения рельефа. Их примером может служить «возвышенность» к западу от с. Грачи (на Волге) с относительной высотой 15 м, к югу от с. Ушаковки (12 м), на западном берегу оз. Эльтон (14 м), западнее станции Кайсацкое (8 м). Геологические данные показывают, что под перечисленными возвышенностями также находятся соляные купола, однако кровля соли залегает здесь на глубинах 300—600 м от поверхности.

Несмотря на указанные различия, равнинный ландшафт все же господствует в данном районе, и описанные осложнения рельефа почти не нарушают его.

Верхнехвалынская песчаная равнина лежит во внутренней части Прикаспийской низменности ниже нулевой изолинии, рельеф становится сначала волнистым, а затем незакрепленные пески, собранные в гряды, цепи и барханы, образуют очень холмистую равнину. В этом районе преобладает котловинно-бугристый рельеф. Бугры ориентированы вдоль преобладающего направления ветров, т. е. с северо-запада на юго-восток. Их относительные высоты достигают 6—8 м. Иногда группа котловин сливается в одно большое понижение.

В котловинах обычно расположены колодцы, так как уровень грунтовых вод в них находится близко от поверхности. В районе г. Астрахани песчаная бугристая равнина кончается, и к югу от нее расположен район развития своеобразных форм рельефа — бэровских бугров.

Район бэровских бугров. Бугры были впервые описаны и изучены в 1856 г. академиком К. Бэром, по имени которого они и названы. Бэровские бугры тянутся вдоль северо-западного побережья Каспия примерно от г. Астрахани на 120—140 км и почти достигают долины р. Кумы. Бугры и разделяющие их понижения, чередуясь, образуют грядовый рельеф. Помимо указанного участка, такой рельеф развит к западу и северо-западу от с. Енотаевки, а также в районе с. Косика. На левобережье р. Волги бэровские бугры прослеживаются главным образом южнее с. Харабали.

Абсолютные отметки вершин бэровских бугров изменяются от нескольких метров выше нуля на севере до 20 м на юге, следуя общему понижению рельефа. Днища межбугровых понижений расположены на

отметках соответственно от —5—6 м до —27 м. Вершины бугров пологовыпуклые. Характерна широтная ориентировка бугров, сохраняющаяся на обширной территории. Склоны их в большинстве случаев несколько асимметричны: крутизна северных склонов достигает 6—10°, южных — 4—8°.

Межбугровые понижения в районах, прилегающих к дельте Волги как с запада, так и с востока, заняты водоемами, называемыми здесь ильменями. При высоком уровне воды в Волге, т. е. в период паводков или при нагонах воды с моря, ильмени периодически заполняются водой из протоков Волги через сеть ериков. Те ильмени, которые наиболее удалены от волжских протоков и потеряли с ними связь, пересыхают, засоляются и превращаются в типичные соляные озера (Михайловское, Камышевское, Лесное, Дендerta, Басинские, Кордуанские и др.). Как и бэровские бугры, ильмени ориентированы в широтном направлении. Их длина достигает 4 км, ширина 2 км, глубина 2 м.

Т. Ф. Якубов (1952) отмечает, что бэровские бугры сложены двумя толщами: нижней — глинистой с горизонтальной слоистостью; верхней — песчаной, со следами золотой переработки. Нижняя толща, охарактеризованная фауной, является по возрасту нижнехвалынской, а верхняя — верхнехвалынской. Встречаются, однако, бугры, сложенные только верхнехвалыньскими образованиями.

Б. А. Федорович (1941) рассматривает бэровские бугры как древние приморские дюны золотого происхождения. И. В. Мушкетов и П. А. Православлев объясняют возникновение бэровских бугров тектоническими причинами. Большинство исследователей (Гольнец, 1932; Жуков, 1935б, Якубов, 1952 и др.) считают, что бугры являются типичными эрозионными формами дельтовых окончаний рек. Современная долина р. Волги пересекает бэровские бугры, которые встречаются в северной части волжской дельты.

Новокаспийская равнина протягивается вдоль побережья Каспийского моря. Ширина ее меняется от 15—20 до 40—50 км. Для Новокаспийской равнины характерно отсутствие бэровских бугров, вызванное тем, что в новокаспийском веке восточные окончания бэровских бугров были уничтожены морской абразией.

Поверхность этого района довольно ровная, со «свежими» следами прибрежной обстановки: косами, береговыми валами, лиманами. Равнина сложена преимущественно песчаными отложениями, но в связи с молодым возрастом она еще не переработана золотыми и эрозионными процессами.

Береговая полоса Прикаспия, непосредственно примыкающая к морю, вышла из-под воды совсем недавно, при понижении уровня Каспия после 1929 г.

ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

М. В. Карандеева (1957) включает в состав Причерноморской низменности область Азово-Кубанской низменности. Последняя в свою очередь разделяется на два геоморфологических района: Приазовскую равнину и Азово-Кубанскую низменность. Манычская низменность, соединяющая Прикаспийскую и Причерноморскую низменности, также выделяется в самостоятельный район.

Общими чертами в истории развития данной области являются устойчивое погружение территории, молодость рельефа и значительная мощность четвертичных отложений, что обусловило равнинный характер рельефа.

Приазовская равнина ограничена на севере Донецким кряжем, на юге Таганрогским заливом. Отметки поверхности уменьшаются с севера на юг от 140—160 до 100—110 м. На поверхности местами выходят неогеновые отложения, шологопадающие на юго-восток, что послужило причиной общего уклона рельефа к югу. Основная часть территории района вышла из-под уровня моря в миоцене, а прибрежная полоса — в начале четвертичного периода. Однако глубина расчленения района достигла уже значительной величины, особенно в северо-западной части и доходит на междуречье Миуса и Мокрого Еланчика до 80—100 м. На востоке глубина эрозионного расчленения уменьшается и не превышает 50—60 м.

Долины рек Ясиноватой, Тузлова, Аюты, Грушевки и других сравнительно широкие. Они ориентированы в основном меридионально, т. е. согласно падению пород; однако нередки и широтные участки долин (особенно на р. Тузлове), заложенные по простиранию пород.

В восточной части Азовского побережья хорошо сохранилась древнеэвксинская морская терраса, сложенная песчаными, песчано-галечными и глинистыми породами, мощность которых колеблется от 3 до 12 м. Высота террасы, по данным В. Г. Бондарчука, составляет 20—25 м над уровнем моря, а ширина достигает 10 км. Терраса крутым уступом обрывается в море, а на ряде участков полностью уничтожена абразией.

Более поздние четвертичные террасы — карангатская, новозэвксинская и древнечерноморская — в настоящее время расположены ниже уровня Азовского моря (Карандеева, 1957). Местами на побережье наблюдается современная морская терраса высотой 2—3 м, сложенная песчано-илистым материалом.

Азово-Кубанская низменность занимает часть территории к югу от долин рек Дона и Западного Маныча. В тектоническом отношении район соответствует Азово-Кубанской впадине. Поверхности низменности сложена четвертичными песчано-глинистыми осадками, образовавшими основной фон, на котором формировался современный рельеф.

Абсолютные отметки поверхности возрастают от побережья Азовского моря к юго-востоку от 120—130 м. Водоразделы ровные и плоские, слабо расчлененные овражно-балочной сетью. Широкие долины рек Кагальника, Егорлыка, Куго-Еи врезаны в равнину всего на 15—20 м. Уклон русел рек слабый, поэтому в долинах преобладает боковая эрозия. Реки блуждают в собственных наносах, образуя меандры; русло часто дробится на ряд рукавов, а местами совсем не выражено. Террасы морфологически почти не могут быть выделены. К юго-востоку низменность суживается, постепенно переходит в хорошо выраженную Манычскую низменность.

Манычская низменность. Конфигурация низменности в плане определена геологическим строением ее площади. Здесь между поднятиями Южных Ергеней и Ставропольским сводом расположен Манычский прогиб, активно формировавшийся в плиоцен-четвертичное время. В четвертичном периоде Каспийский нижнехвалынский бассейн соединялся по Манычскому проливу с Черным морем. Следы существования этого пролива выражены в виде аккумулятивных террас и береговой линии, что особенно хорошо заметно на юго-восточном склоне Ергеней.

Манычская низменность вытянута с северо-запада на юго-восток на 350 км, а ширина ее колеблется от 15 до 30—40 км, достигая максимума в районе оз. Маныч-Гудило. Суженная часть низменности расположена на водоразделе рек Западного и Восточного Манычей.

Сужения связаны также с выходами крепких коренных пород, например, с сарматскими известняками пос. Зунда-Толга на р. Восточном Маныче.

По особенностям рельефа район подразделяется на три участка. Северо-западный участок охватывает пространство между устьем р. Западного Маныча и станцией Пролетарской и характеризуется развитием широких террас. Наиболее распространена I надпойменная терраса с отметками поверхности 6—8 м. Вторая терраса лежит на высотах 14—18 м. Центральный водораздельный участок расположен между станцией Пролетарской и пос. Приютное. Здесь находится система крупных озер, известных под общим названием Маныч-Гудило. Юго-восточный участок тянется от пос. Приютное до долины р. Кумы и наклонен к Каспийскому морю. Он занят долиной р. Восточного Маныча. Русло реки слабо углублено и часто ветвится, водоток местами пересыхает. Кроме поймы высотой 2—3 м, в долине Восточного Маныча развита первая надпойменная терраса, относительная высота которой над поймой составляет 3—5 м. По обеим сторонам долины, на абсолютной высоте 30—40 м, протягивается нижнехвалынская терраса шириной до 1—2 км.

ДОЛИНА р. ДОНА

Долины рек Волги и Дона, пересекающие многие геоморфологические области и районы, рассматриваются как самостоятельные области.

Длина долины р. Дона в пределах описываемой территории около 700 км. Долина то расширяется до 50—70 км, то суживается до 10—15 км и образует большую дугу, обращенную выпуклостью к востоку. Современная четвертичная долина Дона несколько не совпадает с древней (дочетвертичной), поэтому они будут описаны раздельно.

Древняя долина Дона. В начале миоцена преобладающая часть описываемой территории вышла из-под уровня моря. В конце миоцена и в плиоцене широкие потоки Ергень-реки захватили огромную территорию шириной 150—200 км к востоку от современной долины Дона (Грищенко, 1939). За этот большой промежуток времени накопилась толща кварцевых белых крупно- и среднезернистых косослоистых песков с прослоями глин в верхней части общей мощностью до 40—60 м. Континентальные осадконакопление временами сменялось прибрежно-морским (Коненков, 1946; Москвитин, 1958).

В плиоцене (предакчагельское время) Ергень-река локализовала сток, а в связи с подъемом рассматриваемой территории в нижнем и среднем плиоцене произошло врезание сети глубоких ложбин в поле ергенинских осадков (Грищенко, 1939, Милановский, 1930). Эти ложбины и составляют древнюю долину Дона.

Система ложбин, выполненная верхнеплиоценовыми песчано-глинистыми осадками андреевской свиты, в последнее время хорошо изучена по данным бурения, особенно в Волгоградской области. В пределы района эта система входит к югу от станции Поворино. Далее древняя долина идет на юг параллельно р. Хопру и устью р. Медведицы. На участке между устьями рек Медведицы, Иловли долина погребена под четвертичными террасами р. Дона. К югу от устья Иловли, до г. Котельниково, древний врез расположен в 20—30 км восточнее современного русла Дона. На этом участке он наиболее четко выражен по поверхности коренных отложений. Далее древняя долина р. Дона следует вдоль современной его долины.

На всем протяжении дно плиоценовой долины на 40—60 м ниже современного русла, и отметки его составляют от 0—10 м до 20—30 м в средней части и до минус 60—80 м в нижней. Ширина древней долины достигает 30—40 км.

От г. Михайловки к северу протягивается другая крупная ложбина, врезанная до абсолютных отметок минус 20 м. Ширина ее достигает 15—20 км. Третья крупная эрозионная ложбина, расположенная под современной р. Червленой, врезана до уровня моря. Последние две долины соответствуют притокам основной древней реки.

Заложение современной долины р. Дона произошло в период отступления днепровского ледника (Грищенко, 1952). В это время Дон отрезал Калачскую возвышенность от Средне-Русской, а часть оставленной Доном долины была занята нижнем течением Хопра. Некоторые древние врезы (например, древняя долина, идущая на север от г. Михайловки) были погребены под ледниковыми (днепровскими) отложениями и в послеледниковую эпоху уже не служили водотоками.

Еще в доледниковое время была выработана четвертая надпойменная терраса Дона, морфологически не выраженная в настоящее время. При таянии ледника она была перекрыта в средней части долины Дона флювиогляциальными осадками, а по мере врезания русла в эти осадки образовалась третья надпойменная терраса Дона — среднеплейстоценовая. В рельефе она выражена хорошо, ее ширина достигает 8—10 км, а высота над урезом Дона 30—40 м.

Вторая надпойменная терраса сохранилась лишь в виде нешироких полос. Ее высота над урезом воды равна 20—25 м. Терраса сложена аллювиальными песчано-глинистыми осадками верхнеплейстоценового — микулинского (карангатско-гирканского) времени.

Первая надпойменная терраса мологосексинско-осташковская (сурожская) развита в виде отдельных участков шириной до 1—2 км. Ее высота над рекой составляет 10—12 м. Бровка террасы — извилистая, с многочисленными выступами — «рынками».

Пойма в долине р. Дона имеет ширину до 4—6 км, высоту до 5—7 м и распадается на два уровня. Высокая пойма формировалась в течение шестого — третьего тысячелетия до нашей эры (бронзовый век), низкая пойма — начиная с железного века и до настоящего времени («Геология района...», 1960).

Цоколи террас выработаны как в аллювии пра-Дона, так и в коренных породах. В среднем течении отметки подошвы аллювия низкой поймы на 1—2 м ниже, чем у высокой поймы, что свидетельствует об активной эрозионной деятельности реки в современное время.

В районе Цимлянского водохранилища первая надпойменная терраса имеет местное название Романовская, вторая — Солоньевская, третья — Маринская, четвертая — Нагибинская. Цифровые характеристики этих террас даны в табл. 42 по материалам института Гидропроект («Геология района...», 1960).

ДОЛИНА И ДЕЛЬТА р. ВОЛГИ

В пределах рассматриваемой территории долина Волги протягивается с севера на юг на 700 км, пересекая различные геоморфологические районы. В северной части, до г. Волгограда, она служит естественной геоморфологической границей, отделяя Приволжскую возвышенность от Прикаспийской низменности. Ширина долины на этом участке составляет от 5 до 15 км (в пределах хвалынской равнины). Южный участок долины, от Волгограда до Астрахани, целиком проложен в хвалынской равнине Прикаспия. Ширина Волго-Ахтубинской долины достигает 30—35 км. Строение долины Волги на этих участках различное.

Северному участку свойственна резко выраженная правосторонняя асимметрия. Волга проложила свою долину на границе двух крупных

Характеристика террас в районе Цимлянского водохранилища

| Терраса | Относительная высота, м | | | Мощность, м | |
|----------------------------|-------------------------|----------------|-----------------|-------------|-----------|
| | поверхности | кровли аллювия | постели аллювия | покрова | аллювия |
| Низкая пойма | 3,0—4,5 | 3,0—4,5 | —11—14 | 0 | 14,5—15,5 |
| Высокая пойма | 5,0—6,5 | 5,0—6,5 | —10,5—13 | 0 | 16,0—17,5 |
| I надпойменная | | | | | |
| Низкий уровень | 6,0—7,5 | 6,0—7,5 | —11,5—15 | 0 | 17,5—18,5 |
| Высокий уровень | 8,0—11,0 | 8,0—11,0 | —12—15 | 0 | 19,0—22,0 |
| II надпойменная | 13—19 | 6—11 | —1—6 | 7—13 | 7—13 |
| III надпойменная | 19—24 | 11—15 | —24—34 | 8—13 | 33—38 |
| IV надпойменная | 31—49 | 15—21 | —6,5—9,5 | 16—34 | 24—30 |

тектонических зон: Воронежской антеклизы и Прикаспийской синеклизы. На этом участке долина прямолинейна, что связано со сбросами, образовавшимися во время опускания Прикаспия. Различия в высотах правого и левого берегов р. Волги обусловлены как тектоническими причинами, так и абразионной деятельностью нижнехвалынского моря. Крутизна правого берега Волги поддерживается постоянным смещением реки на запад под действием ускорения Кариолиса.

Современная долина р. Волги ограничена с запада коренным берегом, а с востока — хвалынской морской равниной, сложенной шоколадными глинами. Лишь для самого северного участка долины левым бортом служат отроги Общего Сырта.

Для долины р. Волги в общем характерна довольно постоянная ширина, составляющая 7—10 км; однако в ряде мест известны суженные и расширенные участки. Так, у с. Антиповки ширина послехвалынской долины р. Волги составляет всего 3 км, у г. Волжского — 4 км, у сел Политотдельское и Колышкино — 5 км. Расширения долины в устье р. Еруслана и у с. Быково достигают соответственно 18 и 11 км. По А. И. Москвитину (1962), сужения долины располагаются над положительными структурами (Паромненское поднятие) или бортами впадин и грабенов (у сел Колышкино, Политотдельское).

Наиболее древней морфологически выраженной надпойменной террасой является IV надпойменная терраса р. Волги, развитая севернее устья р. Еруслана. Она достигает ширины 25—30 км в Ровненском грабене (на границе Саратовской и Волгоградской областей) и прислоняется к западному окончанию Общего Сырта. Высота террасы над Волгой 60—70 м. Возвышенность Потемкина Могила (+76 м) относится к этой террасе. Ее пререзает глубокая балка Камышеваха, а также более мелкие балки, справа впадающие в Еруслан. Терраса сформировалась в раннеплейстоценовое время и верхние ее горизонты к настоящему времени превращены в мощный горизонт покровных суглинков.

Третья надпойменная терраса Волги широким массивом прислонена к IV террасе в районе с. Иловатка, пос. Красный Яр, с. Черebaево. Ее ширина севернее с. Иловатки достигает 20—30 км, а абсолютные отметки поверхности +40, +50 м. Поверхность террасы была абрадирована хвалынским морем, а затем перекрыта слоем песков. «Кустаревские пески», перекрывающие западную часть III надпойменной террасы в полосе Черebaево — Красный Яр — Белокаменка, были отложены Волгой в период хвалынской трансгрессии Каспия; они являются

дельтовыми и генетически аналогичны пескам Приволжской песчаной гряды. Следы существования мелководных морских условий на поверхности третьей надпойменной террасы являются лиманы, размеры которых достигают 3 км в поперечнике. За исключением «кустаревских песков» поверхность третьей надпойменной террасы Волги ровная, почти не расчлененная эрозией и покрытая слоем песчано-глинистых пород.

Вторая надпойменная терраса повсюду перекрыта хвалынскими «шоколадными» глинами и суглинками. Например, у пересечения дороги Николаевка — Черebaево с балкой Камышеваха в береговых обрывах балки видно налегание шоколадных глин на неровной поверхности белых аллювиальных песков второй надпойменной террасы р. Волги.

Ожнее устьевого участка р. Еруслана в долине Волги морфологически выделяется только I надпойменная терраса, прислоненная к хвалынской равнине. Наибольшей ширины она достигает в районе пос. Красный Яр и с. Политотдельского, в последнем случае ее ширина составляла около 10 км.

Образование террасы относится ко времени верхнехвалынской трансгрессии, когда были сформированы ее площадки. После регрессии верхнехвалынского бассейна произошел врез и формирование уступов в пойме (Федоров, Васильев, 1960; Москвитин, 1962). В настоящее время эта терраса, на которой ранее располагались почти все левобережные села, а также пойма р. Волги, затоплены Волгоградским водохранилищем. Лишь отдельные островки I надпойменной террасы выступают из-под уровня водохранилища у с. Молчановки и пос. Красный Яр. Затоплены также и участки поймы и I надпойменной террасы по правому берегу р. Волги (Нижняя Добринка, Дубовка).

Долина Волги к югу от Волгограда резко меняет юго-юго-западное направление на юго-восточное. Здесь она полностью выработана в четвертичных отложениях Прикаспия. Врез долины в хвалынские морские равнины Прикаспийской низменности уменьшается от 30 м в районе Волгограда до 8—10 м к низовьям реки. Дно долины занято обширной Волго-Ахтубинской поймой, а в целом долина на нижнем участке значительно шире, чем на более верхних, и достигает здесь 30—35 км.

М. М. Жуков обратил внимание на очень молодой возраст вреза Волги, а также на то, что террасы в пределах описываемого участка отсутствуют. Он выдвинул гипотезу, согласно которой в послехвалыньское время Волга сначала стекала по Сарпинской ложбине, а затем под влиянием тектонических движений в зоне соляных куполов проложила современную долину. В подтверждение этого взгляда М. М. Жуков приводит тот факт, что поперек современной долины Волги расположены древние врезы, сложенные хазарскими и хвалынскими аллювиальными отложениями.

А. И. Москвитин (1962) также указывает на отсутствие I надпойменной террасы ниже с. Солонники. Однако В. А. Николаев (1957), изучавший пойму р. Волги в нижнем течении, установил здесь реликты послехвалыньских дельт и пришел к выводу, что русло Волги существовало сразу после нижнехвалыньской трансгрессии на том же месте, что и сейчас. Необходимо отметить, что вся волжская долина ниже г. Волгограда не может быть признана молодым послехвалыньским образованием, так как она ведет свою историю, по крайней мере, с хазарского времени, если не ранее (Николаев, 1957).

Немного выше г. Астрахани долина Волги раскрывается в волжскую дельту. Дельта протянулась с севера на юг на 110—115 км, а вдоль побережья Каспия на 170 км. Наклон равнины дельты Волги составляет всего 3 см/км. Одним из основных элементов рельефа дельты

являются бэровские бугры, которые возвышаются над окружающей равниной до 10—12 м.

Поверхность островов дельты осложнена мелкими котловинами, старицами, мелкими гривами. Дельта сложена аллювиально-морскими отложениями. По данным Е. Ф. Белевича, средняя скорость роста дельты Волги за 1922—1927 гг. в районе бугра Житного составляла 18 м в год.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Развитие рельефа начинается в основном с того времени, когда наступают континентальные условия. Для разных районов рассматриваемой территории этапы наступления континентального режима не были синхронными. Поэтому одни районы в течение значительного времени подвергались действию различных экзогенных процессов, а другие еще совсем недавно находились в условиях морского осадконакопления.

Для описываемой территории характерно последовательное отступление палеогеновых, неогеновых и четвертичных морей в южном и юго-восточном направлениях. Киевский морской бассейн (Pg₂kw) был последним, который перекрывал почти всю территорию. Киевские отложения отсутствуют в Донбассе, в Западном Прикаспии (частично) и в северной части Волгоградской области. В Прикаспии они были смыты во время ачкагыльской трансгрессии, а на Приволжской возвышенности — при последующей денудации.

Открытие пород киевского яруса в Среднем Поволжье («Геология и полезные ископаемые...», 1964) позволяет считать, что северная часть Волгоградской области была перекрыта киевским морем. Континентальный режим установился здесь в олигоцене.

Отложения олигоцена и низов миоцена сохранились лишь к югу от линии, проходящей через станицу Суводскую (Александровский грабен) и хутор Гуров и на правом берегу среднего течения р. Дона). Указанные отложения отсутствуют и в Донбассе. Таким образом, в результате проявления неотектонических движений самая северная часть Волго-Донской территории вступила к началу миоцена в фазу континентального развития. В тектоническом отношении здесь расположена северная часть Доно-Медведицкого вала, который был сформирован и приподнят в новейшее время (Алешин, 1963).

К концу миоцена почти вся рассматриваемая территория, за исключением Южных Ергеней и районов, прилегающих к Азовскому и Каспийскому морям, представляла собой сушу. К этому времени относится заложение Ергень-реки (Грищенко, 1939; Петрокович, 1947; Николаев, 1954 и др.), выработавшей впоследствии огромную долину (см. выше). Истоки Ергень-реки лежали за пределами описываемой территории, предположительно в верховьях р. Волги (Петрокович, 1947).

Положение устья данного потока неясно, так как ергенинские отложения на значительной площади денудированы. Долины Волги в это время в пределах рассматриваемой территории еще не было. Ергень-река существовала по одним данным со среднего плиоцена (Гатуев, 1935; Грищенко, Петрокович, 1947; Николаев, 1954), а по другим — до ачкагыл-апшеронского времени (Жуков, Мирчинк, Москвитин, 1958). Прилегающая к ней с севера южная часть Приволжской возвышенности и правобережье Дона (для которых Ергень-река служила базисом эрозии) разрушались в течение верхнего миоцена, а также нижнего и среднего плиоцена, что привело к формированию миоцен-плиоценовой денудационной равнины. В настоящее время эта равнина расположена

в северной части описываемой территории выше кровли ергенинских отложений.

Таким образом, в среднем плиоцене в пределах данной территории были сформированы: 1) аккумулятивная равнина, выполненная ергенинской свитой и включающая значительную часть бассейна Дона, а также Ергенинскую возвышенность; 2) денудационная возвышенность, соответствующая современному Донбассу, а также Приволжской и Средне-Русской возвышенностям.

Активизация неотектонических движений в нижнем и среднем плиоцене привела к общему подъему почти всей рассматриваемой территории. По мнению А. С. Кесь, в предакчагыльское время высота Приволжской возвышенности достигала 400—500 м.

В предакчагыльское время были выработаны переуглубленные долины пра-Дона и его притоков, которые были заполнены аллювием андреевской свиты в период верхнеплиоценового опускания. К этому же времени относится прогибание Прикаспийской синеклизы. На территории Прикаспийской низменности в акчагыле установились морские условия. Приволжская возвышенность и Ергени стали резко выраженными орографически по отношению к Прикаспию. Акчагыльский бассейн ингрессировал по Волге далеко на север и выработал вдоль правого берега Волги абразионную ступень, расположенную в настоящее время на высотах 160—120 м (Пиотровский, 1945).

В верхнем плиоцене произошла еще одна крупная трансгрессия Каспия — апшеронская, отложившая толщу песчано-глинистых осадков мощностью до 400—500 м. На границе неогена и четвертичного периода юго-восточная часть описываемой территории представляла собой, по-видимому, невысокую равнину, на которой накапливались красно-бурые и зеленые глины скифской толщи.

Г. И. Попов (1948) считает, что образование зеленых глин, занимающих понижения в подстилающих породах, происходило в озерных и аллювиальных условиях, а генезис красно-бурых глин элювиально-делювиальный. Толща скифских глин заканчивает разрез плиоцена.

Четвертичный период характеризуется общим подъемом всей рассматриваемой территории (за исключением Прикаспия) и дальнейшим ее расчленением. Большую роль в формировании рельефа северных и юго-восточных районов сыграли соответственно днепровское оледенение и трансгрессии Черного и Каспийского морей. К концу плиоцена — началу антропогена относится заложение долины низовьев Волги.

В нижне- и среднелейстоценовое время произошли бакинская и хазарская трансгрессии Каспия. В среднем плейстоцене на междуречье Дона и Медведицы существовал Донской язык максимального для Русской равнины днепровского ледника. Ледник захоронил долины Дона, Хопра, а также ряда более мелких рек и сnivelировал доледниковый рельеф. Уровень подошвы ледниковых отложений колеблется от 200 м на водоразделах до 50—60 м в речных долинах.

После таяния и отступления ледника Хоперско-Бузулукская равнина была покрыта ледниковыми отложениями, представленными моренными разнотеррактными песками, глинами и гравийно-валунным материалом. В период таяния Донского языка по долине р. Дона стекали флювиогляциальные воды. Флювиогляциальные пески перекрыли четвертую надпойменную террасу р. Дона и ряд водоразделов в районе г. Фролово. Таким образом, в среднем плейстоцене (Q₂) сформировалась моренно-флювиогляциальная равнина, расположенная в бассейнах рек Дона, Хопра и Бузулука на высоте от 100 до 180 м. В послеледниковое время были заложены долины рек Медведицы, Бузулука,

нижней части Хопра, отрезка Дона от станицы Казанской (Ростовская область) до устья Хопра.

Рельеф большей части описываемой территории, за исключением Прикаспийской низменности, Азовского побережья и бассейна Маныча, выработан в послеледниковое время почти до деталей. В это время происходило накопление мощных (до 20 м) толщ суглинков делювиального происхождения (Шатский, Мазарович, 1927), а также выполаживание склонов и образование овражно-балочной сети. В Приволжской полосе активизировалась тектоническая деятельность. В частности, Александровский грабен и Балыклейские сбросы образовались, по данным Н. С. Шатского, в среднем плейстоцене.

К верхнему плейстоцену (Q_3) приурочена крупнейшая в четвертичном периоде нижнехвалынская трансгрессия. Уровень моря в это время достигал отметки +50 м. С данной трансгрессией связано образование на Приволжской возвышенности, в Ергенях и на склонах Общего Сырта абразионной террасы. Восточный уступ Ергеней отчетливо выразился орографически. Каспийское и Азовское моря были соединены Манычским проливом.

В период регрессии нижнехвалынского бассейна образовались ложбины стока в районе Сарпинских озер и бэровские бугры. Солянокупольная возвышенность горы Большое Богдо не была уничтожена абразией нижнехвалынской трансгрессии и представляла собой остров (Фотеева, 1962). На этой горе хорошо видна нижнехвалынская терраса.

Последовавшая после регрессии верхнехвалынская трансгрессия залила Прикаспийскую низменность до нулевых отметок и оставила на поверхности горизонт песков, которые впоследствии были переработаны эоловыми процессами.

Долина р. Волги на участке от г. Волгограда до устья сформировалась в послехвалынское время: она имеет вид очень молодого вреза, а ее коренные берега сложены хвалынскими отложениями равнины Прикаспия.

В современную эпоху продолжают тектонические поднятия большей части рассматриваемой территории, что подтверждается материалами повторного нивелирования и данными о строении речных пойм. Эрозионные процессы продолжают изменять облик территории в сторону ее большей расчлененности, однако деятельность человека вмешивается в ход геологических событий. Создание крупных водохранилищ и противозерозионные мероприятия приводят к ослаблению эрозии и сохранению земель.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие рассматриваемой территории подразделено на пять этапов. Первые три этапа были чрезвычайно длительными и потому названы мегаэтапами. Это — архейский, ранне-среднепротерозойский протогеосинклинальный, позднепротерозойско-раннепалеозойский платформенный мегаэтапы, этап формирования Донецкого бассейна (средне-позднепалеозойский) и мезозойско-кайнозойский платформенный этап (рис. 97).

Четвертый и пятый этапы были менее продолжительными. В это время на части территории, соответствующей Донбассу и его восточному продолжению, возобновился геосинклинальный режим, а затем сформировался осадочный чехол молодой Скифской плиты. Каждый из указанных этапов описывается в самостоятельном разделе данной главы. Последние два этапа подразделены на периоды геохронологической шкалы.

Архейский мегаэтап

Магматические и ультраметаморфические горные породы, сформированные в течение данного мегаэтапа, относятся к архейским. Они слагают обширные участки допалеозойского фундамента Воронежской антеклизы и Ростовского свода и изучены здесь по керну скважин, а за пределами рассматриваемой территории — и в естественных обнажениях.

Общий характер архейских пород указывает на то, что в безводное и безжизненное время их образования — ранее 2,8—3,1 млрд. лет назад (Потапов, 1962, 1964; Ронов, 1964; Schopf and Barghoorn, 1967) — господствовали процессы магматизма и ультраметаморфизма. К концу архея мощные толщи первичных основных лав, экструзий и интрузий были уже почти полностью преобразованы в гнейсы, мигматиты и граниты.

Следами некогда мощного раннеархейского магматизма ультраосновного и основного типов могут быть пластовые тела ортоамфиболитов, залегающие в фундаменте Ростовского свода и юго-востока Воронежской антеклизы (см. главу «Стратиграфия», Допалео-

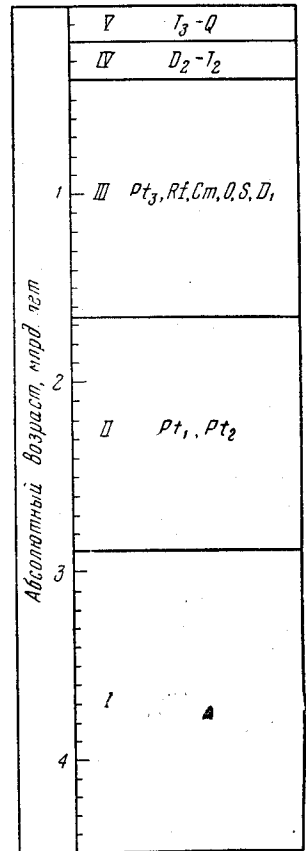


Рис. 97. Схема сравнительной продолжительности основных этапов геотектонического развития

I — архейский мегаэтап; II — ранне-среднепротерозойский протогеосинклинальный мегаэтап; III — позднепротерозойско-раннепалеозойский платформенный мегаэтап; IV — этап формирования Донецкого бассейна (средне-позднепалеозойский); V — мезозойско-кайнозойский платформенный этап

зой). Указанные тела синтектоничны вмещающей гнейсовой толще и местами также претерпели мигматизацию и гранитизацию. Позднеархейские процессы переработки многократно наложенных потоков лав, пластов вулканического пепла, туфа и интрузивных (пластовых) тел до средних и кислых гранитоидных горных пород отражены в обширных массивах гранито-гнейсов, гнейсов и мигматитов, а также во внедрениях диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и микроклиновых гранитов, повсеместно распространенных в пределах фундамента юго-востока Воронежской антеклизы и Ростовского свода.

Сравнительно небольшие, но многочисленные среди мигматитов тела диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и микроклиновых гранитов приурочены обычно к сводам мелких куполовидных структур, а иногда — к разрывам. Близкие по составу породы вскрыты скважинами в наиболее приподнятой части фундамента Воронежской антеклизы (вблизи г. Павловска, у станции Мигулинской), на далеком юго-восточном погружении этой антеклизы (Абрамовская площадь) и в других местах.

Суммарные амплитуды тектонических движений, судя по мощности распространенных здесь гнейсовых и мигматитовых толщ, достигали нескольких километров. Преобладание трещинного характера вулканических излияний, высокая текучесть извергаемых основных лав и пластичность горячей земной коры способствовали формированию довольно плоского, лишь всхолмленного рельефа.

Ранне-среднепротерозойский протогeosинклинальный мегаэтап

Все возрастающая консолидация земной коры, возникновение гидросферы литогенеза и жизненных явлений привели к значительным изменениям геологических процессов. Начиная с данного этапа, стали формироваться протогeosинклинали — линейно вытянутые зоны прогибания земной коры, где отложились первые толщи морских (терригенных, подводно-вулканогенных, хемогенных, биогенных) осадков, впоследствии сильно измененных метаморфизмом. Протогeosинклинальный мегаэтап соответствует почти всей первой половине послепалеозойского времени, которое было очень длительным (2,35 млрд. лет).

В течение протерозойской эры описываемая часть юга Восточно-Европейской платформы прошла чрезвычайно длительный (около 2 млрд. лет) и своеобразный путь геологического развития, во время которого сформировались главнейшие тектонические структуры кристаллического фундамента, простирающиеся в субмеридиональном (Криворожском), юго-восточном (курском) и в близких к ним направлениях. Этот процесс определялся заложением и развитием Криворожско-Курского подвижного пояса, ветви которого продолжались в пределы Ростовской и Волгоградской областей (Доброхотов, 1961; Каляев, 1965). Данный пояс развивался стадийно и в общем унаследованно. В его развитии можно выделить протогeosинклинальный (ранне-среднепротерозойский) мегаэтап, который в свою очередь состоял из собственно протогeosинклинального этапа продолжительностью около 1,1 млн. лет и складчато-метаморфического (350 млн. лет).

В течение протогeosинклинального этапа развитие Криворожской и Курской раннепротерозойских геосинклинальных систем (восточные и юго-восточные части которых охватывают рассматриваемую территорию) характеризовалось терригенным и хемогенным накоплением железосодержащих осадков (джеспилитовая формация). В последующем, складчато-метаморфическом, этапе происходило формирование типич-

ной глубинной складчатости, сопровождавшейся интенсивным развитием разломов, магматизмом, метаморфизмом и сильнейшей гранитизацией. В протогеосинклинальном этапе рассматриваемая территория испытала две стадии развития.

В первую стадию — начального погружения — в зонах глубинных разломов происходило заложение грабен-синклинальных прогибов и заполнение их подводными, главным образом основными эффузивами, а в меньшей степени — терригенным материалом. Так сформировались спилито-кератофировая и сланцевая формации, возраст которых, по данным свинцово-ториевого метода, превышает 2,75 млрд. лет (Тугаринов, Бибииков, Зыков, 1964). Начался рост внутригеосинклинальных поднятий, а также обособление внутренних и внешних прогибов. Усилились магматическая деятельность и метаморфизм. Возникновение довольно протяженных участков невысокой вулканогенной суши обусловило на значительных площадях перерыв в накоплении осадков, появление кор выветривания и наземные излияния основных и кислых лав. Море распространилось на прилегающие консолидированные блоки. По данным исследований последнего времени (Полищук, 1964а; Каляев, 1965; Белевцев, 1965 и др.), выясняется, что эти процессы не сопровождались общей инверсией или изменением тектонического плана; последующие положительные структуры и прогибы развивались в основном унаследованно.

События первой стадии протогеосинклинального развития оставили после себя следы в пределах Ростовского выступа в виде зеленовато-серых кварц-биотитовых (или альбит-эпидот-хлоритовых) сланцев общей мощностью, по-видимому, в несколько сотен метров. Кристаллические сланцы интенсивно дислоцированы (углы падения до 70—85°), облекают поля развития гнейсов и мигматитов и являются глубокометаморфизованными подводными эффузивами кислого и основного составов (спилито-кератофировой формации). На юго-востоке Воронежского массива указанным сланцам синхронны биотитовые микрогнейсы и амфиболовые гнейсовидные сланцы, которые образуют здесь круто-залегавшие (до 70°) серии северо-западного простирания.

Вторая — джеспилитовая — стадия протогеосинклинального этапа отвечала разрушению сформированных участков суши и трансгрессивному накоплению характерных терригенных и хемогенных железисто-кремнистых осадков нижних и железорудных свит криворожской и курской серий. По А. И. Тугаринову, Е. В. Бибиикову, С. Н. Зыкову (1964), этот процесс начался 2,6 млрд. лет назад благодаря возникшему в первичном планктоне фотосинтезу, сопровождавшемуся выделением больших количеств биогенного кислорода.

Джеспилитов на территории Ростовского выступа и юго-востока Воронежского кристаллического массива пока не обнаружено. В раннем протерозое большие части этих структур представляли собой приподнятые платформенные блоки, на поверхности которых господствовала в основном денудация. Однако не исключено, что участки с джеспилитами здесь все же могут быть найдены. Об этом свидетельствуют значительные магнитные аномалии в районе Таганрогского залива (Тесленко и Нечаев, 1964), а также полосовидное распространение подобных аномалий и малых интрузий основного состава в районе г. Павловска и станицы Казанской на юго-восточном погружении Воронежского массива.

Складчато-метаморфический этап начался с усиления поднятий на месте внутренних джеспилитовых зон, где возникли быстроразмытые нагорья и происходило накопление терригенных и лагунных осадков в пределах внешних прогибов. Хемогенное накопление железа, имевшее

место в прошлом, сменилось кластогенным. Появились первые осадки, обогащенные органогенным углистым веществом (впоследствии это — углисто-графитовые сланцы), и седиментационные доломиты. Дальнейший рост поднятий привел к формированию терригенных, углисто-терригенных, лагунных и молассовых формаций (Каляев, 1965). За пределами Волго-Донского района, в Криворожье, этим формациям соответствует верхняя свита криворожской серии, а на территории КМА — верхняя свита курской серии, метаморфические породы которой образовались уже 1,9—2,1 млрд. лет назад (Тугаринов, Бибииков, Зыков, 1964). На подстилающих железорудных толщах данные свиты лежат обычно несогласно.

К концу складчато-метаморфического этапа резко обозначались характерные для раннего протерозоя гранитизированные «купольные инфраструктуры» (Павловский, 1962), которые как бы выдавливались вверх зажатými между ними погружавшимися узкими синклиниями, выполненными тяжелыми железорудными толщами. Все породы при этом изменялись благодаря интенсивному метаморфизму (до переплавления), огнейсованию, мигматизации, общей гранитизации, движениям по разломам и внедрению интрузий. В связи с тем, что купола не создавали высоких гор (орогенов), а складки росли в глубину и были представлены узкими синклиналями, данную складчатость, называемую обычно карельской, следует именовать «глубинной» (Каляев, 1965), а этап протогеосинклинального развития — «складчато-метаморфическим» (Белевцев, 1965).

В течение данного этапа, по-видимому, сформировалось куполовидное строение более древней, гранитоидной части Ростовского выступа (его запада и юга), а также обрамляющие с севера и востока крутостроенные синклинальные структуры, сложенные породами углистой терригенной и сланцевой лагунной формаций. Последние представлены западнее станицы Мечетинской бледно-зелеными тонкослоистыми филлитовидными и известковистыми сланцами, чередующимися с прослоями метаморфизованных полимиктовых песчаников. Севернее г. Ростова-на-Дону к образованиям лагунной формации относятся зеленато-серые магнетитсодержащие кварц-хлорит-слюдистые сланцы, западнее г. Ростова-на-Дону у станции Синявской, темно-серые кварциты, а севернее г. Таганрога — мраморизованные серые известняки с рассеянным графитом.

В пределах юго-восточного погружения Воронежского массива породы углистой терригенной формации простираются в северо-западном направлении, имеют углы падения, равные 65—85°, и представлены главным образом серыми и темно-серыми плотными кварц-слюдистыми кристаллическими сланцами с кварц-карбонатными прожилками. Реже встречаются кварц-биотитовые сланцы (южнее г. Фролово) и филлитовидные сланцы (восточнее станицы Казанской). Содержание золота в этих породах измеряется десятками долями грамма на тонну, серебра — несколькими граммами на тонну (Лебедько, Усков, 1965). Общая мощность пород углистой терригенной формации как в пределах Воронежского массива, так и в районе Ростовского выступа, по-видимому, достигает нескольких тысяч метров.

На севере Ростовской области к синхронным образованиям следует относить описанную Г. И. Лебедько и М. В. Усковым (1965) пластообразную пологонаклоненную интрузию, дифференцированную от оливиновых габбро-норитов до габбро-норитов и диоритов. По данным калий-аргонового метода, ее возраст равен 1,69 млрд. лет (анализировался микроклин). Аналогичные образования могут быть обнаружены и в пределах Ростовского выступа.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский платформенный мегаэтап

Платформенный континентальный режим, возникший после завершения карельской складчатости, существовал на описываемой территории в позднем протерозое, в рифее и в раннем палеозое (до среднего девона включительно).

Позднепротерозойский этап характеризовался дальнейшим формированием фундамента эпикарельской Восточно-Европейской платформы, причем преобладали континентальные условия и общая денудация, что приводило к образованию кор выветривания (ныне погребенных) на значительных площадях. Данный этап был похож по разломно-интрузивной деятельности на предыдущий (среднепротерозойский), но среди позднепротерозойских разломов преобладали поперечные и косые, т. е. субмеридионального и даже юго-западного простирания (Мирчинк и др., 1963), а среди интрузий позднего протерозоя — малые тела основного и ультраосновного составов.

Западнее Ростовского выступа, в пределах Орехово-Павлоградской зоны Приазовья, позднепротерозойскому этапу соответствуют интрузии сиенитов и фойзитов возраста 1,2—1,6 млрд. лет (Каляев, 1965). В пределах Воронежского массива к этому же типу и возрасту следует, по-видимому, отнести и «широко развитые в Павловском районе на Дону посткурские интрузии граносиенитов», так называемые «троснянский комплекс малых основных, возможно платформенных интрузий» (Полищук, 1964а), а также ряд малых интрузий основного и ультраосновного составов, расположенных в районе правобережья р. Хопра и станиц Вешенской и Казанской (Лебедько, Усков, 1965). Не исключено, что аналогичные малые основные интрузии, выявленные бурением или геофизическими исследованиями на северной окраине Ростовского выступа, также являются позднепротерозойскими.

Таким образом, юг Восточно-Европейской платформы пережил в допалеозое сложную и весьма длительную тектоническую историю. В послепалеозойском интервале допалеозоя здесь можно выделить огромный протогеоинклинальный этап (Pt_1 — 1,1 млн. лет), складчато-метаморфический этап (Pt_2 — 350 млн. лет) и, наконец, наиболее продолжительный — платформенный, континентальный, этап (Pt_3 — 550 млн. лет и Rf — 550 млн. лет). В послепалеозойское время основная часть данной территории представляла собой консолидированную и размывавшуюся сушу — Украинско-Воронежский (Сарматский) щит.

Палеозойская эра (570—225 млн. лет назад) вначале не озаменовалась в пределах рассматриваемой территории изменением тектонических и физико-географических условий. Платформенный континентальный режим продолжался здесь в течение кембрия, ордовика, силура, раннего и частично среднего девона.

В раннем и среднем кембрии, т. е. в конце байкальского этапа развития Средиземноморского геосинклинального пояса южная граница Восточно-Европейской платформы, по-видимому, располагалась на месте нынешнего Главного Кавказского хребта. В течение позднего кембрия, ордовика и раннего силура эпикарельская равнинная суша охватывала всю описываемую территорию, а также значительные части Предкавказья и Северного Кавказа. В среднем кембрии и в позднем силуре в пределах Северного Кавказа господствовал геосинклинальный режим, соответствовавший в общем каледонскому осадконакоплению. Более интенсивно, по-видимому, стала погружаться Прикаспийская синеклиза, и, возможно, заложились Днепровско-Донецкий прогиб, хотя достоверные осадки раннепалеозойского возраста в его пределах пока не выявлены. Обнаруженные на территории Доно-Медведицкого вала, При-

волжской и в восточных районах Хоперской моноклинали красноцветная и сероцветная терригенные толщи, залегающие на кристаллическом фундаменте ниже достоверно девонских пород, свидетельствуют о возможных раннепалеозойских талассократических эпохах и усилении опусканий в Прикаспийской синеклизе.

Таким образом, в конце байкальского и в течение каледонского этапов наметились признаки опускания значительных участков и последующей тектонической дифференциации юга Восточно-Европейской платформы.

Этап формирования Донецкого бассейна (средне-позднепалеозойский)

Время от среднего девона до позднего триаса соответствует новому, позднему геосинклинально-платформенному этапу, резко отличному от всех предшествовавших. В течение данного этапа часть описываемой территории (восток Днепровско-Донецкого прогиба) развивалась как геосинклиналь, остальная же площадь (Прикаспийская синеклиза, Воронежская антеклиза) являлась частью Русской плиты и была покрыта отложениями платформенного чехла. В это же время усилилось погружение прилегающей геосинклинальной системы Кавказа, отчетливо обозначались как области опускания и осадконакопления Прикаспийская синеклиза и Днепровско-Донецкий прогиб. Последний разделил архейско-протерозойский Сарматский щит на Украинский и Воронежский массивы. В среднедевонскую и позднедевонскую эпохи площади осадконакопления постепенно расширялись и достигли максимума в карбоне.

Девонский период. В Прикаспийской синеклизе кровля девонских пород, залегающая на глубинах более 6—10 км, не вскрыта бурением и данные для расшифровки девонской истории этой структуры практически отсутствуют.

Территория Воронежской антеклизы после длительного континентального развития начала в эйфельском веке постепенно вовлекаться в погружение и покрываться мелким морем, а также солеными озерами. В водоемах, располагавшихся на восточном склоне антеклизы, накапливались красно-бурые глины с прослоями крупнозернистых песчаных мощностью до 230 м (красноцветная толща). В пределах нынешнего Доно-Медведицкого вала и восточнее его отлагалась более постоянная по площади сероцветная толща мощностью до 120 м, литологически сходная с красноцветной.

В живетском веке трансгрессии распространялись далеко на запад. Среди осадков вначале преобладали хемогенные (доломиты, ангидриты) и органогенные (известняки), а позднее — терригенные (аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов и известняков). Общая мощность живетских отложений в районе г. Камышина и восточнее достигает 600 м. Для живетского бассейна была характерна ритмичная смена состава осадков в связи с чередованием трансгрессий и регрессий в условиях выровненного пониженного рельефа. Трансгрессии приводили к отложению прибрежных и пресноводных глинисто-алевритовых образований с сидеритом, шамозитом и остатками уже широко распространенных наземных растений; позднее шло накопление морских глинисто-карбонатных осадков с фауной нередко доманикового типа. Регрессии отражались в постепенном исчезновении карбонатов, морской фауны и в появлении алевритового материала, а также закисных соединений железа и обугленных растительных остатков.

Отложению терригенного материала нижневоробьевских слоев соответствовало воздымание центральной части Воронежского массива,

охватившее в то время часть юго-западного склона, включая и так называемую Тормосинско-Миллеровскую сушу. Далее воздымание замедлилось, а в самом конце живетского века вновь усилилось. Вообще в девонском периоде длинная ось Воронежской антеклизы располагалась на 40—50 км юго-западнее ее современного положения. Юго-восточное погружение антеклизы, как это отмечено в главе «Стратиграфия», трассировалось цепью периодически затоплявшихся низменных островов, с которыми генетически связаны выявленные сейсморазведкой поднятия фундамента вдоль юго-западного борта Прикаспийской синеклизы (см. рис. 9). Живетскому веку был свойствен влажный тропический или субтропический климат, способствовавший широкому развитию псилофитов, появлению древовидных папоротников и первых плауновых.

Франский век в Волгоградско-Астраханской зоне примерно аналогичен живетскому. Морской бассейн (вероятно, относительно глубоко-водный) располагался в пределах Прикаспийской синеклизы. Здесь карбонатное осадконакопление преобладало над терригенным, а общая мощность франских отложений достигает 1000—1500 м. В начале века накапливались терригенные и вулканогенные осадки пашийского горизонта, причем вулканогенные концентрировались на юго-западе рассматриваемого района в пределах значительной площади (400×100 км), указывая этим самым на крупную вспышку вулканизма в Донбассе, и в области Воронежской антеклизы. Позднее к терригенному материалу все чаще стали примешиваться карбонатные органогенные осадки (кыновский и саргаевский горизонты), отражая значительную трансгрессию нижнефранского моря и общее опускание.

Более дифференцированный тектонический режим, обусловивший сильную изменчивость состава и мощностей осадков, был свойствен концу раннефранского времени (семилукский горизонт) и началу позднефранского (петинские слои). В эту, в общем регрессивную, фазу площадь осадконакопления существенно сократилась, снова расширился древний свод Воронежской антеклизы, усилились размыв и переотложение ранее образовавшихся толщ.

На юго-западе Хоперской моноклинали в раннефранское время происходило образование эффузивных пород основного состава (толщи диабазов и базальтов мощностью 8—15 м в подошве воронежского горизонта). Середина и в особенности конец позднефранского времени (воронежский и ливенский горизонты) соответствовали новой трансгрессии, резко проявившейся на северо-восточной окраине девонского свода Воронежской антеклизы, где карбонатно-терригенные слои воронежского горизонта несогласно перекрывают все более древние образования до пашийских включительно и заходят далеко в пределы бывшей суши. Часто в древней прибрежной зоне воронежский горизонт представлен пластами гидрогетитовых железных руд мощностью от 2 до 6 м и каолиновыми глинами с сидеритом.

Общими особенностями франских отложений Волгоградского Поволжья является возрастание их мощностей к северо-востоку и востоку, а также постепенная смена в этих же направлениях прибрежных песчано-каолиновых и биоморфно-детритусовых пород известняково-мергельными и глинистыми, которые накапливались зачастую в условиях некомпенсированного погружения. Обычной примесью, особенно в глинистых и мергельных породах, становятся обугленные растительные остатки, пыльца и споры папоротниковых, что свидетельствует о широком распространении наземной флоры и о сравнительно теплом гумидном климате.

В фаменском веке на севере Приволжской моноклинали накопилось до 960 м глинисто-карбонатных отложений (Уметовская площадь). В прибрежной зоне древнего свода Воронежской антеклизы мощность фаменских образований, сложенных песчаным и грубообломочным материалом, уменьшается до полного выклинивания. В низах яруса (затонский горизонт) появляются тонкие прослои каменного угля мощностью до 0,5 см (Абрамовская площадь), а самые верхи (сенновские слои) имеют мощность до 80 м и представлены главным образом доломитами на севере и в основном известняками на юге и западе.

В районе станицы Казанской (южный склон Воронежской антеклизы) сенновские известняки замещаются песчано-каолиновыми отложениями с растительными остатками. Эти отложения широко распространены, они трансгрессивно перекрывают петинские слои, воронежский горизонт и, наконец, фундамент. Верхние песчано-каолиновой толщи, присутствующие в разрезе к югу от станицы Казанской, датируются как турнейские. Все это свидетельствует о трансгрессии и позднепермского морского бассейна с северо-востока; в начале каменноугольного периода трансгрессия достигла нынешней оси Воронежской антеклизы и распространилась далее на юго-запад.

В предшествовавшую часть фаменского века преобладал нормальный морской режим. Разрушавшаяся Воронежская суша поставляла обильный терригенный материал и была окружена мелким морем, глубина которого возрастала в сторону Прикаспийской синеклизы. Тектоническое опускание происходило с умеренными скоростями и полностью компенсировалось осадконакоплением. К концу века климат стал более аридным и жарким, что привело к осолонению моря и доломитообразованию.

Таким образом, средний и в особенности поздний девон были в районе Волгоградского Поволжья эпохами морского осадконакопления. Интенсивность этого процесса возрастала в соответствии с увеличением скорости тектонического погружения Прикаспийской синеклизы. Это погружение отражалось в широком развитии известняков и в ряде трансгрессий моря: позднеэйфельско-раннеживетской, средне-нижнефранской, позднефранской и позднефаменской (продолжавшейся и в турнейском веке). Эпохи размыва и осушения значительных территорий, когда преобладали обломочные накопления, отвечали регрессиям: позднеживетско-раннеживетскофранской, позднеживетскофранской и раннефаменской. Начало франского века ознаменовалось излияниями эффузивов основного состава и эксплозивной деятельностью. В пределах Доно-Медведицкого вала в фаменском веке и начале франского возникали разрывы, в связи с чем поверхность фундамента приобретала ступенеобразный вид, наклоняясь в общем к юго-востоку; в вышележащем девонском чехле при этом формировались положительные, ныне погребенные, тектонические структуры (Скороспелова, 1962).

Со среднедевонской эпохи началось усиленное развитие грабенообразного Днепровско-Донецкого прогиба. На западе, где этот прогиб вдавался в тело платформы (располагаясь на значительном расстоянии от ее южного края), он развивался как платформенная структура (собственно Днепровский прогиб). В восточной же своей Донецкой части (нынешние Донбасс и вал Карпинского) прогиб смыкался с герцинским подвижным поясом, представляя собой его составную часть (Донецко-Каспийскую миогеосинклинальную, а впоследствии складчатую системы). Начиная с позднеэйфельского времени и в течение всего живетского века территория прогиба временами заливалась мелким морем, оставлявшим после себя засоленные лагуны. В Донецкой части геосинклинали живетские отложения представлены карбонатно-терри-

генной толщей (глинистыми известняками, аргиллитами, алевролитами, аркозовыми песчаниками, кварцитами, конгломератами) мощностью около 60 м. Эта толща залегает в основании так называемого «белого девона» и формировалась за счет интенсивного размыва Украинского щита (Ротай, 1963). В. Н. Тихий (1964) в указанной толще обнаружил многочисленные остатки живетской флоры и фауны. Климат живетского века был гумидным, тропическим.

Интенсивность тектонического развития Днепровско-Донецкого прогиба, по-видимому, резко возросла во франском веке. Об этом свидетельствует наличие в Украинской части прогиба эффузивно-соленосной толщи мощностью до 1500 м (Дубинский, Дюков, 1964). С раннефранского времени наметилось сложное ступенеобразное строение бортов прогиба, образовались протяженные продольные блоки, обозначались разнообразные поперечные понижения и поднятия (последние ограничивали проникновение раннефранских трансгрессий из Прикаспийской синеклизы к западу). Поперечные поднятия можно выделить, например, в районе Котельниковского и других магнитных максимумов, интерпретируемых как выступы кристаллических пород (Дубинский, Дюков, 1964). Котельниковский, или, по Д. Н. Викторову, Аксайский, выступ допалеозойского фундамента выявлен сейсморазведкой в районе восточного правобережья Цимлянского водохранилища, непосредственно к северу от г. Котельниково. Здесь поверхность юго-восточного погружения Воронежского кристаллического массива выполаживается и залегает на глубинах 4,4—4,6 км, а несколько восточнее ступенчато и очень быстро понижается до отметок —9 и —12 км.

Обнаженный по р. Мокрой Волновахе комплекс вулканогенных и мелководных терригенных пород мощностью до 300 м («бурый девон», по А. П. Ротаю) датируется В. Н. Тихим как средне- и верхнефранский. Следовательно, в это время усилилась вулканическая деятельность и тектонические движения по разломам южного борта Донецкой геосинклинали. Близкая к франской обстановка осадко- и пороодообразования существовала в Донецкой геосинклинали и в фаменском веке. На южной окраине последней общая мощность фаменских континентальных и вулканогенных пород раздольненской свиты («серый девон») достигает 450 м (обнажения по р. Мокрой Волновахе). Это — преимущественно песчанистые аргиллиты и аркозовые песчаники, а также конгломераты и вулканические туфы. Здесь встречаются многочисленные остатки папоротниковых, лепидодендронов и других растений.

Средне-верхнедевонский вулканогенно-осадочный комплекс, залегающий в основании карбона на юге Донбасса (за пределами рассматриваемой территории), соответствует начальной вулкано-разломной стадии развития Донецкой миогеосинклинали в герцинском геотектоническом этапе.

В конце девона усилились дифференциальные тектонические подвижки отдельных блоков, ограниченных косыми и поперечными разломами. В центре Донецкой миогеосинклинали (западный Донбасс) возник, например, Кальмиусский опущенный блок, где сохранился от размыва верхнедевонский комплекс. На востоке, в прилегающей платформенной зоне, образовался приподнятый Котельниковский (другие названия — Тормосинский, Аксайский) выступ допалеозойского фундамента, лишенный девонских образований (по данным Тормосинской опорной скважины). Являясь крайним участком далекого погружения осевой зоны Воронежской антеклизы, Котельниковский выступ вместе с тем ограничивает с запада сложную, в общем опущенную систему

ступеней, прогибов и блоков фундамента западной бортовой зоны Прикаспийской синеклизы.

Каменноугольный период. В платформенной зоне рассматриваемой территории первая каменноугольная трансгрессия (раннетурнейская) почти без перерыва продолжала позднефаменскую, в результате которой был затоплен весь северо-восточный склон Воронежской антеклизы (до ее оси). В течение большей части раннетурнейского времени (заволжское и малевское время) весь южный склон Воронежского допалеозойского массива, включая Первомайско-Чирскую моноклинали и северную зону мелкой складчатости Донбасса, представлял собой, как и в девоне, невысокую сушу, севернее и западнее которой накапливались терригенные и органогенные (карбонатные) осадки.

С конца раннетурнейского времени (упинский горизонт) данная суша была перекрыта неглубоким морем. Трансгрессия продолжалась в течение почти всей второй половины турнейского века и лишь в самом конце его (верхи кизеловского горизонта) на этой и даже еще большей площади восстановился континентальный режим (временами сменявшийся условиями весьма мелководного морского бассейна), и начался размыв нижнетурнейских карбонатных пород. Морское осадконакопление продолжалось лишь на территории Приволжской моноклинали и восточнее.

Подобная палеогеографическая обстановка сохранялась и в первой половине визейского века. Древняя суша расширилась в это время еще больше, захватив Приволжскую моноклинали, где также начался размыв, а иногда накапливались аллювиально-лагунные и эоловые отложения (бобриковский горизонт). Однако в конце бобриковского времени регрессивная обстановка сменилась режимом трансгрессирующего мелководного моря (доломиты и глауконит в верхах бобриковского горизонта). Начиная со второй половины средневизейского времени (тульский терригенно-карбонатный горизонт), этот бассейн перекрыл почти всю юго-восточную часть свода Воронежской антеклизы и существовал здесь, судя по преобладанию в разрезе известняков, в течение верхневизейского времени и намюрского века (рис. 98).

Опускания Донецкого прогиба в намюре усилились, расширились и охватили прилегающую (Придонецкую) полосу платформенной зоны, определяемую положением станицы Верхне-Тарасовской и хутора Тормосин, в связи с чем ось юго-восточного погружения Воронежской антеклизы сместилась к северо-востоку и заняла, примерно, современное положение.

Общая мощность нижнекаменноугольных (в основном карбонатных) отложений достигла 500—700 м на склонах Воронежской антеклизы, где нижний карбон сложен чистыми известняками (см. рис. 10). К району городов Павловска и Новохоперска (в своде антеклизы), где в турнейском веке была суша, мощности постепенно уменьшаются до нуля.

В первой половине башкирского века тектонические опускания в пределах антеклизы усилились, особенно в полосе, примыкающей к Донецкой геосинклинали (от Миллерово до Морозовска). Это привело к значительному продвижению мелкого моря в сторону свода Воронежской антеклизы. Во второй половине века темп прогибания замедлился, и развилась регрессия моря. Большую площадь заняли прибрежные равнины, где шло терригенное континентальное осадконакопление, а на юге и торфообразование. В осевой зоне юго-восточного погружения антеклизы (от станицы Казанской до г. Калача-на-Дону) возникла размывающаяся суша, а в районе Приволжской моноклинали и Прикаспийской синеклизы — мелкое море, в котором осаждались известково-

глинистые илы. Максимальная мощность башкирского яруса приурочена к Приднепровской полосе и достигает 1000 м (см. рис. 11). В башкирском веке на характер распределения мощностей в районе юго-восточного погружения Воронежской антеклизы во многом влиял более активный геотектонический режим прилегающей Донецкой геосинклинали.

Такие геотектонические соотношения между названными структурами сохранялись и в течение московского века. Однако площадь размыва довольно заметно расширилась, а северная полоса значительных

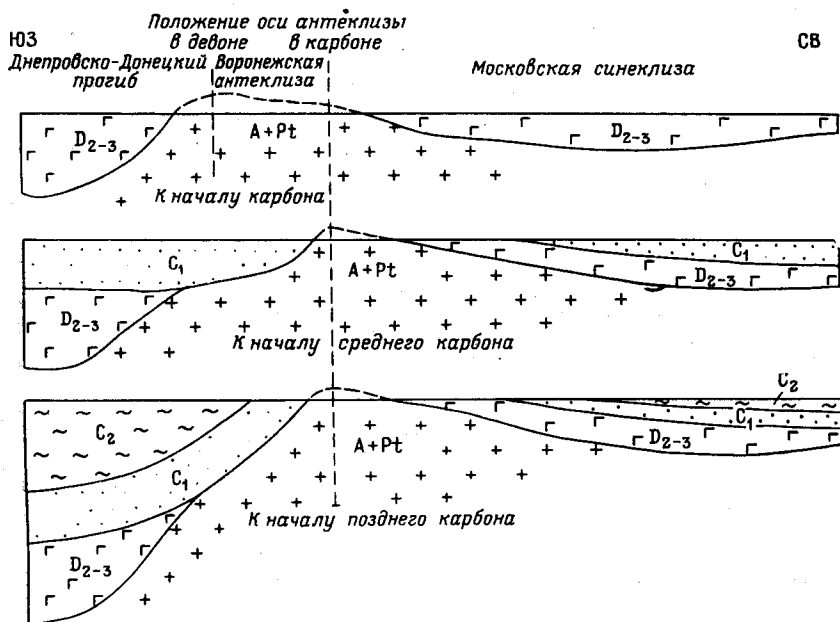


Рис. 98. Изменение положения оси Воронежской антеклизы в карбоне (разрез по линии Харьков — Воронеж). По А. Я. Дубинскому (1964)

придонбасских опусканий передвинулась к северу и востоку, к району Цимлянского водохранилища. Этой полосе соответствуют мощности свыше 1300 м. До 500—800 м увеличилось суммарное прогибание в пределах Доно-Медведицкого вала и Приволжской моноклинали. В течение верейского времени на всех территориях, тяготеющих к Воронежской антеклизе, установились прибрежно-морские условия и накапливались терригенно-карбонатные осадки. На протяжении остальной более длительной части московского века (каширское, подольское и мячковское время) прибрежно-морские условия сохранялись только в Придонбасской полосе, где периодически шло торфообразование, и в пределах Тормосинского прогиба. В восточной части последнего и на остальных территориях, тяготеющих к Прикаспийской синеклизе, сохранялся режим открытого, но мелкого моря, где накапливались преимущественно карбонатные осадки.

Тектоническая структура Волгоградского Поволжья в раннекаменноугольную эпоху, судя по изменению мощностей, продолжала формироваться в замедленном темпе (Скороспелова, 1962). Однако в среднем карбоне (в верейско-каширское время) тектонические движения активизировались, на что указывает интенсивный рост таких локальных поднятий, как Верховское, Саушинское, Абрамовское и др. (Бражников и др., 1962).

В позднекаменноугольную эпоху геотектонические условия и характер осадконакопления изменились мало. Открытое мелкое море, временами осолонявшееся (что отражалось в образовании доломитов), сохранилось на значительной части Волгоградского Поволжья и юго-восточнее. Прибрежная часть бассейна соответствовала восточной части современной Первомайско-Чирской моноклинали и Тормосинскому прогибу, где совместно с карбонатными отлагались терригенные осадки. Западнее располагалась прибрежная равнина, временами затоплявшаяся морем. Торфонакопление резко сократилось, увеличилась площадь суши. Мощность верхнекаменноугольного комплекса в платформенной зоне не превышала 350 м (см. рис. 12).

Территория Донбасса после отчетливого предкарбонного перерыва в седиментации постепенно превращается в турнейском веке в морской залив, в западной части которого откладываются карбонатные осадки, а в восточной — песчано-глинистые. Литологическая изменчивость низов турне по разрезу и по площади свидетельствует о дифференцированном характере опусканий и о расчлененности фундамента Донбасса на отдельные блоки уже в самом начале карбона. Выклинивание нижних горизонтов турнейского яруса к западу указывает на то, что уже с самого начала турнейского века восточная часть Днепровско-Донецкого прогиба (Донецкая геосинклиналь) прогибалась быстрее западной (Днепровской) его части. Небольшая по площади турнейская суша, охватывающая зону мелкой складчатости и Тормосинский прогиб, воздымалась (судя по литологии и по мощностям), а юго-западная часть прогиба, прилегающая к Украинскому щиту, опускалась. Вблизи Ростовского выступа отсутствуют осадки прибрежного типа, что свидетельствует о возможном перекрытии этого выступа турнейским морем.

Подобные условия сохранялись и в течение большей части визейского века (до конца времени отложения осадков свиты C_1^1). В это время, как и в турнейском веке, формировалась толща органогенных известняков с горизонтами доломитов общей мощностью до 500 м и более (свита C_1^1). Эта толща имеет платформенный облик и сходна с однообразными образованиями Русской плиты. Данные осадки отвечают известняковой формации той стадии развития Донецкой геосинклинали, когда опускания усилились, а море, затопившее прилегающие платформенные участки, занимало наибольшую площадь.

В последнюю треть визейского века усилился подъем и размыв Украинского щита, прогибание Донецкой геосинклинали стало полностью компенсироваться осадконакоплением и постепенно установился прибрежно-морской режим. Небольшие по амплитуде колебательные движения, накладывавшиеся на общее неуклонное прогибание Донецкой геосинклинали со скоростью 0,14—0,26 мм в год (Широков, 1963), часто приводили к периодическому осушению значительных пространств и к возникновению континентальных условий. С этого времени в Донбассе начинается характерный для всей последующей части каменноугольного периода миогеосинклинальный режим и происходит интенсивное терригенное осадконакопление, периодически прерываемое мощным торфообразованием и морскими трансгрессиями (известняки). В результате образуется угленосная (параличская) формация, представляющая собой чередование отложений прибрежных равнин и мелкого моря. Содержание аргиллитов и алевролитов в составе этой формации достигает 70%, песчаников 30%, углей 1%, известняков 1%. Общая мощность пород доходит до 17 км.

В намюрском веке скорость прогибания Донбасса увеличилась, а степень компенсации прогибания терригенным осадконакоплением

уменьшилась. Это привело к смене угленосной толщи верхнего визе (свиты C_1^2 , C_1^3) терригенно-карбонатной намюрской толщей (свита C_1^4 , а также нижняя половина свиты C_1^5), с резко уменьшенным содержанием углей на большей части территории Донбасса.

Намюрское прогибание и морской режим распространились на районы, прилегающие к Донбассу с севера. Украинский щит в это время испытывал подъем, интенсивно размывался и был окаймлен прибрежными аллювиальными равнинами, где нередко возникали условия для торфообразования. Вблизи щита в Донбассе на значительной площади отсутствуют верхи свиты C_1^4 и большая часть свиты C_1^5 .

Общая амплитуда опускания Донецкой миогеосинклинали в раннекаменноугольную эпоху достигла в осевой части 4 км, а в прибортовых зонах не превышала 1—2 км (см. рис. 10). Максимум прогибания был приурочен к юго-востоку Донбасса. Здесь накапливались преимущественно глинистые отложения, лишенные углей и известняков. В турнейском и в течение большей части визейского веков, когда господствовал режим открытого моря и накапливались преимущественно карбонаты, общее погружение не превышало 500—700 м. Позднее, несмотря на континентальный и прибрежно-морской режим, суммарное опускание достигло 3500 м и полностью компенсировалось терригенным осадконакоплением. Главным поставщиком обломочного материала был Украинский щит, о чем свидетельствует относительное однообразие минерального состава различных пластов песчаников.

С наступлением среднекаменноугольной эпохи геотектоническая и палеогеографическая обстановка в Донбассе в общем не изменилась. По-прежнему ритмично чередовались континентально-прибрежные и мелководная морская обстановки, что приводило к накоплению мощных терригенных толщ, к интенсивному торфообразованию и отложению карбонатов.

В первой половине башкирского века (соответствующей верхней части свиты C_1^5 , а также свитам C_2^1 и C_2^2) условия для торфообразования были неблагоприятными в связи с общим наступлением моря. В это время сформировалась терригенная толща, которая почти на всей территории Донбасса не содержит угольных пластов рабочей мощности. Последние концентрируются в небольшом количестве лишь в прибрежной полосе, примыкающей к Украинскому щиту. На юго-востоке Донбасса, как и прежде, отлагались лишь глинистые осадки (рис. 99).

Образование торфа резко усилилось во второй половине башкирского века (свиты C_2^3 и C_2^4 с многочисленными угольными пластами рабочей мощности). С этого времени на территории Донбасса установился такой геотектонический режим, при котором прогибание часто компенсировалось только торфонакоплением. Оптимальная скорость этого процесса, близкая, по мнению А. И. Егорова (1957), к 0,8—1,0 мм в год, превышает в 4—5 раз среднюю скорость прогибания Донецкой миогеосинклинали (0,14—0,26 мм в год), и естественно, должна была соответствовать ее центральной осевой зоне, что в действительности и наблюдается. Это соответствие отражено на рис. 100, где показано распространение литологических типов пород C_2^3 . Промышленно угленосная часть этой свиты приурочена к внутренней зоне Донецкой миогеосинклинали. В меньшей степени пласты угля рабочей мощности развиты в северной прибортовой полосе, а еще меньше, по-видимому, в южной, где торфообразование подавлялось потоком терригенного материала с Украинского щита. На востоке, как и раньше, господствовали максимальные для Донбасса скорости прогибания и накапливались преимущественно глинистые осадки.

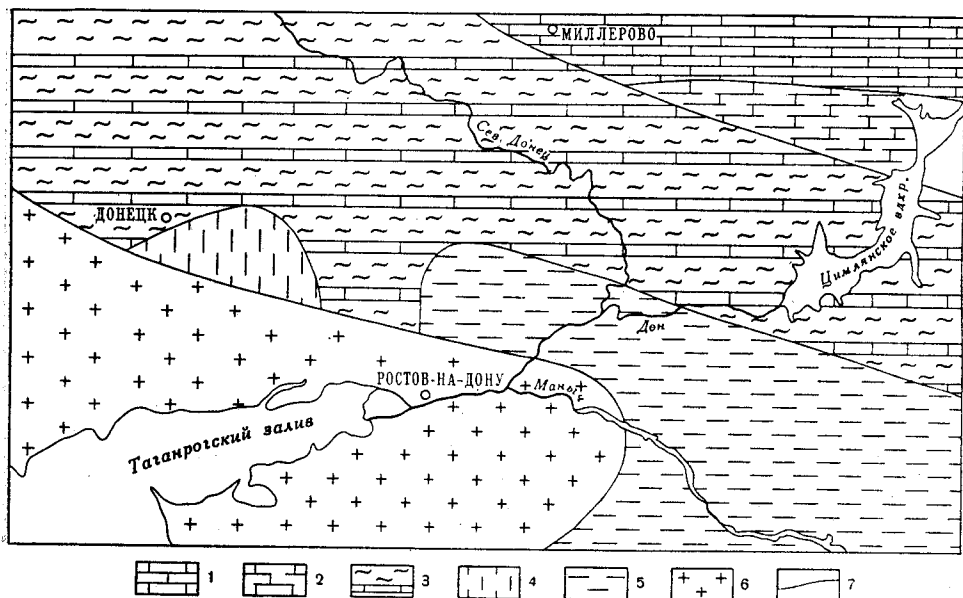


Рис. 99. Схема распространения литофаций свиты S_2^2 в районе Донецкой мегасинклинали (по М. Л. Левенштейну, И. И. Томковичу, А. З. Широкову, 1963 г., с дополнениями И. И. Потапова)

Карбонатная толща: 1 — установленная, 2 — предполагаемая, 3 — терригенная толща с прослоями известняков и углей; 4 — терригенная толща с невысокой промышленной угленосностью; 5 — однородная сланцевая толща без углей и известняков; 6 — допалеозойские кристаллические породы; 7 — границы литологических комплексов

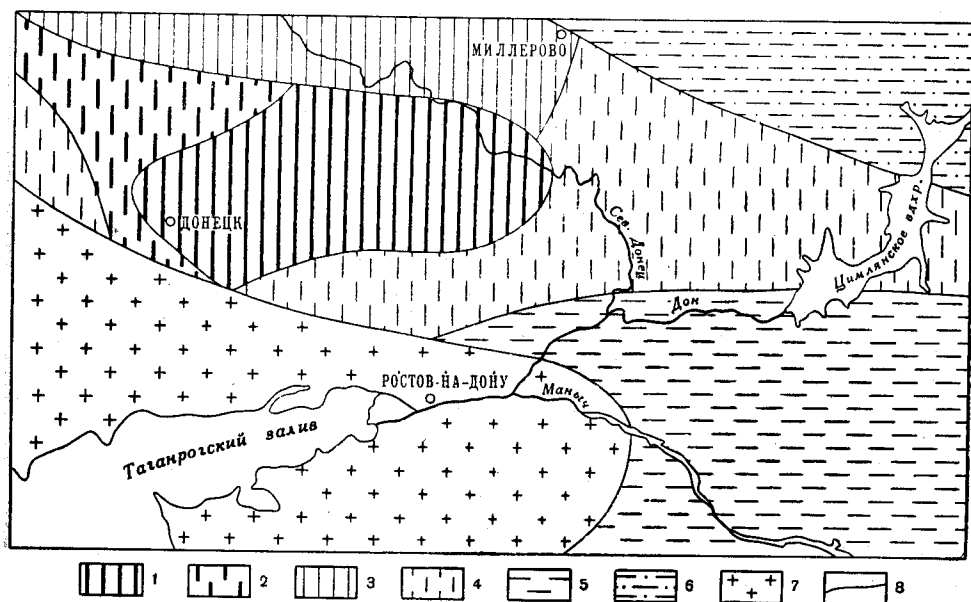


Рис. 100. Схема распространения литофаций свиты S_2^3 в районе Донецкой мегасинклинали (по М. Л. Левенштейну, И. И. Томковичу, А. З. Широкову, 1963 г., с дополнениями И. И. Потапова)

Терригенная толща с промышленной угленосностью: 1 — установленной, 2 — предполагаемой; 3 — терригенная толща с пластами известняков и углей (преимущественно нерабочих), установленная, 4 — предполагаемая; 5 — глинисто-алевролитовая толща без известняков и углей; 6 — терригенная безугольная толща, в значительной мере песчаная, с прослоями известняков; 7 — допалеозойские кристаллические породы; 8 — границы литологических комплексов

В башкирском веке суммарное прогибание Донецкой геосинклинали, судя по мощностям, достигло в прибортовых зонах 2000 м, а в осевой — 4200 м (см. рис. 11).

В московском веке (свиты C_2^5 , C_2^6 , C_2^7) торфонакопление достигло максимума (113 угольных пластов, из них более 40 рабочих). Мощности первоначальных торфяных залежей превышали толщину позднее образовавшихся из них пластов каменного угля не менее чем в 10 раз. При отмеченных соотношениях торфяная залежь толщиной в 10 м, эквивалентная пласту каменного угля мощностью в 1 м, могла возникнуть примерно за 10 000 лет. Местами торфяники разрушались речной эрозией и замещались песчаным аллювием (зачастую синхроничным). Более половины всей толщи московского яруса приходится на мощные (до 15—20 м и более) выдержанные по площади песчаники. Это указывает на мелководность моря, частые перемещения береговых линий, на многократное переотложение и хорошую сортировку терригенного материала. Он сноился с Украинского щита, подъем и размыв которого в московском веке были самыми большими за весь каменноугольный период. Суммарное прогибание Донецкой миогеосинклинали в указанном веке по имеющимся данным достигало 3700 м.

Позднекаменноугольная эпоха была похожа на предыдущую. Однако торфонакопление не имело прежних масштабов (нет угольных пластов рабочей мощности в восточной части Донбасса в свитах C_3^1 , C_3^2 и C_3^3). Доломитизированные известняки с обедненным составом фауны, формировавшиеся в эту эпоху, отражают ограниченную связь осолонявшегося седиментационного бассейна с открытым морем.

В позднем карбоне прогибание Донецкой миогеосинклинали происходило с несколько меньшей скоростью и достигло суммарной величины 1300 м. Последняя, как и прежде, превышала амплитуду опускания прилегающей платформенной зоны в несколько раз (см. рис. 12). Источником терригенного материала для верхнекарбоновой толщи Донбасса являлись, по данным В. М. Познера (1964), поднятия на юго-западе Восточно-Европейской платформы, в том числе и Украинский щит. Значительных изменений тектонической структуры Донецкой миогеосинклинальной системы в позднем карбоне не происходило.

Судя по убыванию угленосности вверх по разрезу (вплоть до полного исчезновения углей), условия торфообразования в течение позднекаменноугольной эпохи постепенно ухудшались. Снижалась интенсивность и карбонового осадконакопления. В свите C_3^3 верхнего карбона известняки постепенно исчезают из разреза, но возрастает число и мощность красно-бурых аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Позднекаменноугольное море представляло собой полузамкнутый бассейн, несколько осолонившийся вследствие того, что климат был более засушливым, чем в среднем карбоне. Палеогеографическая обстановка позднекаменноугольной эпохи сохранялась без заметных изменений и в ранней перми. Об этом свидетельствует наблюдаемый в северной прибортовой зоне Донбасса постепенный переход верхнекаменноугольной толщи к красноцветам ассельского яруса нижней перми. Предпермского перерыва в накоплении осадков на территории Донецкой миогеосинклинальной системы не было. По А. З. Широкову (1963), и все предшествовавшее карбоновое осадконакопление, за исключением лишь последевонского времени, почти повсеместно было непрерывным. Стратиграфические несогласия, отвечающие фазам усиления тектонических движений, наблюдаются лишь в периферийных зонах миогеосинклинали и в особенности на западе вдоль Украинского щита, где значительные толщи пород карбона уничтожены последующим размывом. Здесь (в Петриковском районе, расположенном за пределами рассмат-

риваемой территории) верхненамюрские слои залегают на всех горизонтах виле. В. Д. Фомичев выделил пять фаз усиления подъема Украинского щита в каменноугольном периоде: послевизейскую, предбашкирскую, предмосковскую, предверхнекарбовую и предараукаритовую. В прилегающей же Донецкой геосинклинали наиболее интенсивные тектонические движения происходили в раннем карбоне и позднем девоне.

Развитие пликвативных и дизъюнктивных тектонических форм одновременно с накоплением осадков (конседиментационная тектоника) А. З. Широков (1963) и большинство донецких геологов в связи с относительным постоянством пластов и однообразным изменением мощностей всех свит считают не свойственным процессу формирования Главной антиклинали и других аналогичных и более мелких складчатых структур Донбасса. Угленакопление также не было связано очевидным образом с тектогенезом. Полосы и линзы наиболее мощных зон угольных пластов пересекают под различными углами направления осей складок.

Однако изменение мощностей всей каменноугольной толщи Донбасса в целом, а также составляющих ее отдельных свит отражает наиболее важные геотектонические закономерности. Максимальные мощности соответствуют полосе, примерно совпадающей с осевой частью Южной синклинали и всего Донецкого бассейна, и увеличиваются к востоку. К северному борту бассейна мощности всех свит уменьшаются на протяжении 1 км на 1—1,5%, а к южному борту, в сторону Украинского щита, — на 1,5—2,5% и более. В осевой зоне Донецкого прогиба мощности нижнего карбона превышают мощности среднего. В прибортовых частях это соотношение становится обратным из-за более быстрого уменьшения мощностей нижнего карбона (главным образом — намярского яруса).

Эти данные свидетельствуют о том, что Донецкая миогеосинклинальная система в целом формировалась в карбоне как крупный конседиментационный прогиб (в котором, однако, не зарождались более мелкие складчатые формы), что в раннем карбоне прогибание было наиболее интенсивным и что неуклонный подъем Украинского щита приводил к асимметрии миогеосинклинального прогиба. Интенсивнее всего щит воздымался в среднекаменноугольную эпоху, на что указывает максимальная обогащенность соответствующих свит песчаниками. Возникшие в Донецкой миогеосинклинали оптимальные геотектонические условия привели к мощному среднекарбовому торфонакоплению. В эту же эпоху в пограничной с Украинским щитом зоне, по-видимому, образовались новые и оживились старые тектонические разрывы, а также возобновилась вулканическая деятельность, о чем свидетельствуют пластовые и жильные палеоандезиты и биотит-рогообманковые порфириты, приуроченные к свитам C_2^3 , C_2^4 , C_2^5 , C_2^6 в Задонском, Шахтинско-Несветаевском и других районах Донбасса. Следует отметить мнение В. К. Куликовского и Н. В. Батурлинова (1963), обобщивших обширный материал и считающих, что упомянутые вулканические образования контролируются поперечными (субмеридиональными) тектоническими нарушениями и датируются как средне-верхнеюрские.

Таким образом, в Донбассе, кроме преобладающей продольной ориентировки разрывов и магмопроявлений, проявляется и поперечное направление тектонических дислокаций.

Как уже отмечалось выше, возникновение Донецкой геосинклинальной системы было связано с развитием Средиземноморского герцинского подвижного пояса. Являясь его самой северной частью, Донецкая система, естественно, «созревала» позднее, чем Кавказская, находящаяся ближе к осевой зоне пояса. Началу интенсивного карбона-

вого прогибания территории Донбасса соответствовал период проявления складчатости и общих поднятий в Предкавказье и на Кавказе. В это время происходила миграция геосинклинального режима со стороны Предкавказья в пределы южной окраины Восточно-Европейской платформы, на что справедливо указывали М. Ф. Мирчинк и др. (1963).

Следует отметить точку зрения И. О. Брода (1945) и других исследователей (В. Л. Егоян, В. А. Ермакова и К. И. Кийко, 1961; Д. В. Несмеянова, 1965 и др.) о том, что южнее Маньчских разломов фундамент Предкавказской плиты консолидировался лишь в результате раннемезозойской складчатости. Последняя, как нам представляется, не была достаточно типичной и отвечала завершению выделяемой здесь переходной стадии развития.

Севернее Маньчских разломов, на месте нынешнего вала Карпинского, в течение каменноугольного периода располагалось восточное продолжение Донецкой миогеосинклинальной системы. Как и для территории Донбасса, здесь наиболее интенсивное прогибание, по-видимому, соответствовало раннему карбону и южной прибортовой (приманьчской) части. Основное же отличие этой территории от Донбасса состояло в том, что она на юге не была ограничена Украинским щитом, а тесно смыкалась с Предкавказской геосинклинальной системой.

В районе г. Котельниково, а также восточнее и севернее его господствовал режим мелководного, а временами и относительно глубокого открытого моря. Погружение здесь, как и в Донбассе, компенсировалось осадконакоплением, но континентальных условий, способствующих торфонакоплению, почти никогда не возникало. Эти палеогеографические данные повышают прогнозную оценку газоносности каменноугольных толщ северного склона вала Карпинского.

Пермский период. В самом начале ассельского века ранней перми произошло почти полное осушение территории Воронежской антеклизы, а также Донецкой миогеосинклинали и ее восточного продолжения. Опускания и морской режим сохранились только в пограничных прибортовых зонах Донецкой миогеосинклинали, по которым (в основном по северной) бассейн Днепровско-Донецкого прогиба временами соединялся с восточными морями. На месте восточной Донецко-Каспийской части того же прогиба началось формирование Донецко-Каспийской складчатой системы.

В начале ассельского века закончился один из второстепенных этапов (средний — поздний карбон) герцинского развития Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления (Наливкин, Ронов, Хаин, 1964). Со среднеассельского времени начался новый, собственно раннепермский этап аналогичного масштаба. Его начало ознаменовалось непродолжительной трансгрессией, во время которой на некоторых участках Волгоградского Поволжья, в восточных частях приразломных депрессий, ограничивающих с севера и юга Донецкую миогеосинклинали, а также в других платформенных районах образовались «швагериновые» известняки. Довольно значительные опускания отмечались и на крайнем востоке Донецкой миогеосинклинали, о чем свидетельствует разрез Джанайской опорной скважины в интервале 2840—2475 м, относимом Е. В. Мовшовичем (на основании материалов Г. Д. Киреевой) к ассельскому ярусу. Указанный интервал сложен в основном морскими терригенно-карбонатными отложениями и в нижней половине — морскими глинистыми, а также и континентальными красноцветными.

В позднеассельское время погружение снова замедлилось, и началась регрессия моря. Расширилась Воронежская суша, которая на юге (в районе г. Миллерово) почти сомкнулась с сушей, возникшей на пло-

щадил Донбасс. Началась общая инверсия геотектонического режима, схватившая главным образом Донецкую миогеосинклиналиную систему и в особенности нынешний открытый Донбасс. Отсюда море постепенно отеснялось в прогнутые зоны над краевыми разломами, т. е. к северо-востоку, в сторону Волгоградского Поволжья и Прикаспийской впадины, и по-видимому, к юго-востоку, в пределы современного Манычского прогиба.

Увеличение доломитизации карбонатных пород вверх по разрезу и появление прослоев сульфатов, а также мощных пластов каменной соли в верхах никитовской и в славянской свите (в Бахмутской котловине, несколько западнее рассматриваемой территории) указывает на продолжение аридизации климата, начавшейся еще в позднем карбоне.

В сакмарском и артинском веках поднятия и регрессия моря охватили еще большую площадь. Суша расширилась и так же, как и ранее, объединяла возможные равнины юго-востока Воронежской антеклизы, временами заливавшиеся морем прибрежные равнины Миллерово-Каменской зоны и низкие горы Донецко-Каспийской складчатой системы (см. рис. 31). Последняя представляла основное количество терригенного материала, отлагавшегося в Преддонецкой приразломной зоне восточнее г. Котельниково (в зоне Астраханских поднятий), а также, по-видимому, и в приразломном Манычском прогибе.

В пределах Волгоградского правобережья и восточнее, на территории Прикаспийской синеклизы, располагалось мелкое засолявшееся море, о чем свидетельствует наличие ангидритов и доломитов. В подвижных зонах (над разломами в фундаменте южного окончания Волгоградской флексуры) формировались рифовые известняки.

Общая амплитуда прогибания юго-западной части Прикаспийской синеклизы в сакмарско-артинское время, по Е. В. Мовшовичу (см. рис. 29) превысила 2000 м и была намного больше, чем амплитуда общего опускания любой из остальных частей рассматриваемой территории, не превышавшая 150 м. Западнее Донбасса прогибание также усилилось, но в условиях почти полной изоляции бассейна и аридного климата оно компенсировалось в сакмарском веке мощным (до 1500 м) соленаккумуляцией (Брынза и др., 1966), которое, однако, полностью прекратилось в артинском веке (Наливкин и Форш, 1964).

Значительные опускания отмеченных участков земной коры сопровождалась существенными воздыманиями отдельных складок и всего Донбасса в целом. Галька средне- и верхнекаменноугольных известняков, встреченная в отложениях ассельского и сакмарского ярусов в восточной части Бахмутской котловины, указывает на то, что породы донецкого карбона были подняты выше уровня моря, размывались и поставляли материал для терригенного осадконакопления в прилегающих прогибах, начиная с раннепермской или даже с еще более древней эпохи. С этого времени в пределах Донбасса и нынешнего вала Карпинского резко усилилось образование антиклинальных складок. Донецкая миогеосинклиналь в результате инверсии геотектонического режима стала превращаться в Донецко-Каспийскую складчатую систему.

Воронежская антеклиза в сакмарском и артинском веках почти не размывалась, не давала обломочного материала и являлась малоактивным тектоническим участком.

В кунгурском веке благодаря несколько усилившемуся подъему Донецко-Каспийской складчатой системы и ее восточного продолжения прервалась ограниченная уже в сакмарско-артинское время связь обмелевшего моря Прикаспийской синеклизы со средиземноморским океаном Тетисом. Севернее возникшего перешейка образовалось

внутриконтинентальное полузамкнутое море, простиравшееся далеко к северу (Наливкин и Форш, 1964). В этом бассейне в условиях жаркого и засушливого климата шло интенсивное накопление каменной, а местами калийной соли с прослоями гипса и ангидрита. Общая мощность данной толщи достигает, по Е. В. Мовшовичу, 600—860 м в пределах Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкого вала, а в юго-западной прибортовой части Прикаспийской синеклизы доходит до 3000 м и более. Севернее нынешнего вала Карпинского в толще каменной соли наблюдается увеличение глинистой примеси, а восточнее Воронежской суши, в прибрежной зоне, кунгурский ярус сложен доломито-сульфатными породами. Глинистая примесь указывает, по Е. В. Мовшовичу, на продолжавшийся размыв относительно невысоких гор Донецко-Каспийской складчатой системы, а доломито-сульфатные отложения — на приток пресных вод с приподнятых равнин Воронежского свода.

Начиная с артинского века и в течение кунгурского, уфимского и казанского времени территория Днепровско-Донецкого прогиба, Украинского щита и почти всего Предкавказья представляла собой всхолмленную, но в общем равнинную сушу. Относительно возвышенным был Донбасс. Довольно высокие горы, окруженные мощными континентальными молассами, существовали в это время в зоне Главного Кавказского хребта.

Кунгурской эпохой соленакпления с последующим значительным складкообразованием и осушением огромных территорий закончился раннепермский геотектонический этап (Наливкин, Ронов, Хаин, 1964). Завершившие его континентальные условия, складчатость и перерыв в накоплении осадков сохранялись в Донбассе и в пределах Воронежской антеклизы до уфимского века поздней перми включительно. Нередко в этом веке формировались красноцветные отложения. В пределах участков, тяготеющих к Прикаспийской синеклизе (юг западной прибортовой части Прикаспийской синеклизы, север Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкого вала), в уфимском веке продолжало существовать мелкое море, где накопились мергельно-глинистые осадки мощностью до 50—60 м (см. рис. 29).

В казанском веке поздней перми началась морская трансгрессия и общее прогибание восточной части платформы. С этого времени, по В. Д. Наливкину, А. Б. Ронову и В. Е. Хаину (1964), заметно перестроился тектонический план обширных восточных территорий платформы и начался следующий геотектонический этап второго порядка, продолжавшийся до среднего триаса включительно. Прогибание западной прибортовой части Прикаспийской синеклизы в казанском веке было относительно небольшим (до 50—60 м), и лишь в центральной зоне синеклизы оно достигло 147 м (см. рис. 33). В разрезе казанского яруса преобладают глинисто-карбонатные отложения, а ближе к центральной части впадины они содержат прослои доломитов и песчаников. Судя по наличию в прибрежных зонах сравнительно крупного терригенного материала, в пределах окружающей суши преобладали возвышенные равнины (Воронежская антеклиза) и низкие горы (Донецко-Каспийская тектоническая область).

В татарском веке опускания усилились и область осадконакопления, теперь уже озерно-аллювиального, расширилась к западу. В результате этого позднепермские образования (относящиеся главным образом к татарскому ярусу) перекрыли с резким несогласием не только различные горизонты нижней перми, но и размытые свиты верхнего и среднего карбона. Мощность татарских отложений, представленных главным образом терригенными красноцветами, достигает

в Прикаспийской синеклизе 400 м и более, в районе Волгоградского Поволжья 150—200 м, в зоне Преддонецких разломов 100 м. Последняя величина характерна, по-видимому, и для Манычских прогибов. В течение татарского века на описываемой территории многократно чередовались условия аллювиальных равнин и пресных озер, а засоленных бассейнов не было. Аналогичные условия осадконакопления существовали и в западной части Днепровско-Донецкого прогиба, где в это время отлагались конгломераты и пески дроновской свиты, повсеместно залегающей с разрывом на различных горизонтах нижней перми и карбона. Области размыва в татарском веке являлись возвышенные равнины Украинского щита и Воронежской антеклизы и главным образом — низкие горы Донецко-Каспийской тектонической области (см. рис. 34). В пределах последней развитие отдельных складок и разрывных нарушений протекало весьма интенсивно в середине перми (в кунгурском и, по-видимому, уфимском веках) и продолжалось до конца этого периода, а также позднее. Судя по скачкообразному увеличению мощностей, в кунгурском веке резко усилилось опускание западной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, формировались локальные поднятия с амплитудами до 40 м и более. В поздней перми тектоническая активность в районе той же зоны снизилась (Бражников, Воронков и др., 1965).

Триасовый период. Особенности геологического развития описываемой территории в раннем мезозое определялись влиянием заключительных процессов герцинского тектогенеза, которые выразились в продолжении общего подъема юга Восточно-Европейской платформы и обрамляющих ее геосинклинальных систем. В связи с этим континентальные условия татарского века сохранились и в начале триаса. Области максимального поднятия и размыва по-прежнему оставались крайняя северо-западная часть рассматриваемой территории (свод Воронежской антеклизы) и невысокая суша, возникшая в перми на месте Донецкой миегосинклинали. Районами, где накапливались осадки (преимущественно пестроцветные), являлись Прикаспийская синеклиза, южный склон Воронежской антеклизы и, по-видимому, Манычский прогиб (рис. 101).

Раннетриасовая эпоха началась усилением поднятий в условиях континентального режима. При этом в отдельных впадинах и прогибах накапливались красноцветные терригенные породы ветлужской серии. По данным Е. В. Мовшовича (см. рис. 37), максимальные мощности этой серии (до 300 м и несколько более) соответствуют осевой части Тормосинского прогиба. Здесь и на территории Доно-Медведицкого вала ветлужские красноцветы содержат непостоянные прослои гравелитов и следы местных размывов. Количество этих прослоев, а также перерывов в разрезе увеличивается к западу и к югу, что указывает на тектоническую активность и повышенный рельеф формировавшейся южнее Донецко-Каспийской складчатой системы.

В полосе Манычских прогибов отложения ветлужской серии имеют примерно те же мощности и тот же литологический облик, что и в Тормосинском прогибе. Воронежская суша, восточнее и южнее которой накапливались преимущественно пески и глины, представляла собой возвышенную равнину.

Зоны осадконакоплений в ветлужском веке имели характер внутриконтинентальных низменных равнин, которые покрывались сложно переслаивавшимися элювиальными, делювиально-пролювиальными и озерными (иногда солоноватоводными) отложениями. Их красноцветный облик свидетельствует о преобладании во время седиментации жаркого и засушливого климата.

В баскунчакском веке геотектонические условия изменились, хотя области поднятий и сноса примерно сохранили свое местоположение. Судя по тому, что в разрезе баскунчакской свиты преобладают глины, а гравелиты почти полностью исчезают, баскунчакская суша была ниже ветлужской. Возвышенные равнины свода Воронежской антеклизы

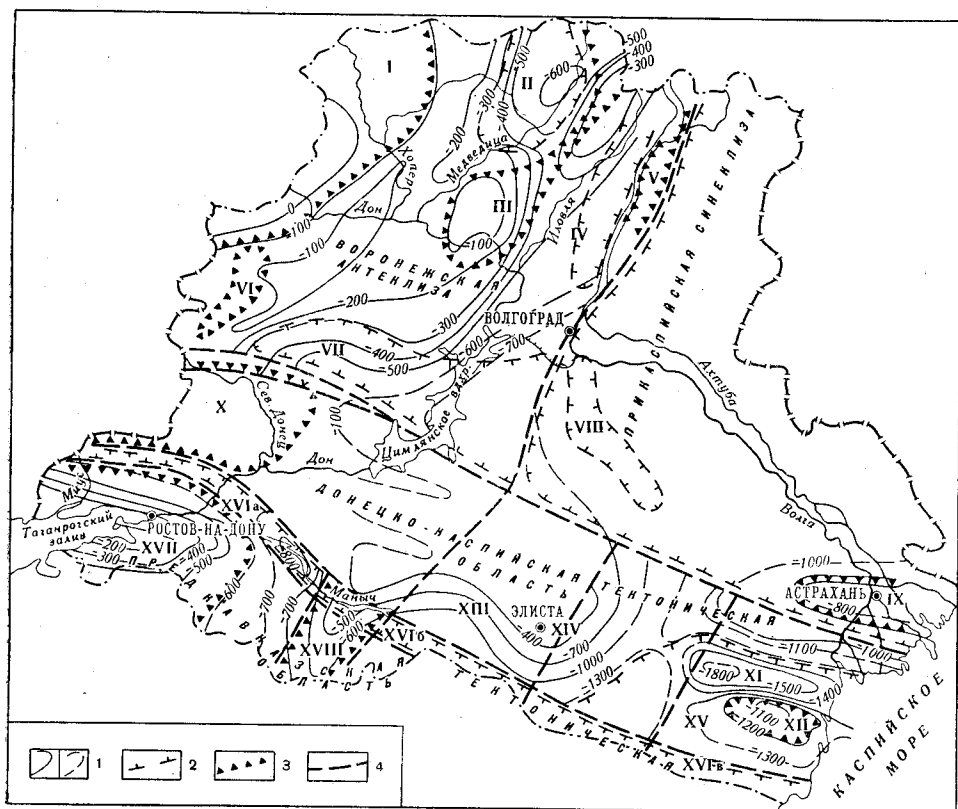


Рис. 101. Палеотектоническая карта мезозоя (составили Б. В. Смирнов и Л. Г. Резникова)

1 — изопахиты мезозойских отложений достоверные (а) и предполагаемые (б); границы: 2 — древних прогибов, 3 — древних поднятий; 4 — древние нарушения
Тектонические и палеотектонические элементы: I — выступ Воронежской антеклизы; II — Терсинская впадина; III — Доно-Медведицкий вал; IV — Камышинско-Волгоградский прогиб; V — Иловлинско-Балыклейские поднятия; VI — Миллеровское поднятие; VII — Тормосинский прогиб; VIII — Сарпинский прогиб; IX — Астраханские поднятия. Донецко-Каспийская тектоническая область (Скифская плита): X — Донецкий выступ, XI — Промыловско-Олейниковский прогиб; XII — Джанайское поднятие; XIII — Ремонтненско-Элистинский блок; XIV — Бузгинский блок; XV — Промысловский блок; XVIa — Тузлов-Маньчский прогиб; XVIb — Маньч-Гудиловский прогиб; XVII — Ростовский свод; XVIII — Сальское поднятие

были окружены низменностями; стали еще ниже невысокие горы Донецко-Каспийской складчатой системы. Ее восточное продолжение и юг Прикаспийской синеклизы испытывали неоднократные опускания, что привело к развитию трансгрессий Тетиса, периодически распространявшихся на запад. В результате на обширных территориях, в том числе и в Нижнем Поволжье, установились относительно стабильные условия морского мелководья. Временами море наступало на прибрежную равнину и распространялось к западу, в пределы юго-восточного склона Воронежской антеклизы, оставляя после себя следы в виде морских сероцветных карбонатно-глинистых толщ (мощностью до

250 м и более), которые западнее постепенно сменяются континентальными красноцветными образованиями. Таковы же закономерности изменения состава пород баскунчакской серии и в зоне Северодонецкого разлома. На востоке (район Цимлянского водохранилища) — это в основном глины с прослоями песчаников, реже алевролитов, с общей мощностью до 250 м, а западнее водохранилища и до р. Калитвы развиты такие же породы мощностью 50—160 м, но уже с прослоями гравелитов и конгломератов (см. рис. 38). Аналогичный переход к породам континентального облика и уменьшение мощностей баскунчакской серии к западу происходит, по-видимому, и в пределах Манычского прогиба.

Непосредственно севернее и западнее Донбасса в раннем триасе также отлагались красноцветные континентальные осадки (красноосколькая и серебрянская свиты) общей мощностью до 200—300 м.

Описанное распределение пород баскунчакской серии свидетельствует о восходящих тектонических движениях на территории нынешнего Донбасса, который был основным источником терригенного материала, отлагавшегося по его периферии. Помимо Донбасса, крупной областью сноса в пределах рассматриваемой территории являлся свод Воронежской антеклизы. В зоне Манычских прогибов сохранились условия низкой равнины. Баскунчакский век, как и предыдущее время, характеризовался жарким климатом, однако установление морского режима в Прикаспийской синеклизе привело к значительному повышению влажности воздуха и переходу от аридных условий к гумидным.

Таким образом, в течение раннего триаса на изучаемой территории сначала преобладали поднятия и континентальное осадконакопление (ветлужский век), а затем постепенно усилились опускания и периодические морские трансгрессии, которые распространились со стороны Прикаспийской синеклизы на запад, вдоль воздымавшихся низких гор, составленных из размытых палеозойских пород, слагавших Донецко-Каспийскую складчатую систему (Донбасс и фундамент вала Карпинского).

В среднем триасе произошло общее поднятие и почти полное осушение Восточно-Европейской платформы вместе с ее краевыми впадинами, в том числе и Прикаспийской, где осадков указанного возраста не обнаружено. Вся рассматриваемая территория стала частью обширной области континентального размыва. Были глубоко размыты предшествовавшие отложения и значительно сокращены контуры их первоначального распространения. Длительный регионально проявившийся перерыв в осадконакоплении обусловил отсутствие здесь анизийского и ладинского ярусов.

В конце перми и раннем триасе (татарский, ветлужский и баскунчакский века) усилилась структурная дифференциация Приволжской моноклинали (Бражников, Воронков и др., 1965). Тектонические движения в этом районе особенно резко проявились на грани триаса и юры.

Континентальные условия, сопровождавшиеся интенсивным размывом, сохранялись и в позднем триасе. Лишь в самом конце триасового периода Прикаспийская синеклиза вновь начала обособляться как область осадконакопления, о чем можно судить по наличию в Заволжье предположительно рэтских континентальных, а иногда — мелководных морских отложений. М. Ф. Мирчинк и др. (1963) рассматривают верхнепермскую эпоху и триасовый период в пределах Предкавказья как переходный геотектонический этап.

Мезозойско-кайнозойский платформенный этап

Позднетриасовые поднятия, охватившие Донецко-Каспийскую складчатую систему и Предкавказье и завершившие здесь герцинский тектогенез, ознаменовали возникновение молодой эпигерцинской платформы (Скифской, по М. В. Муратову, 1955). С этого времени и доныне вся рассматриваемая в данном томе территория развивалась как единая платформенная область.

Возобновление нисходящих движений в самом конце триаса (рэтский век) соответствовало началу формирования платформенного чехла в пределах Скифской плиты и продолжению платформенного осадконакопления в более северных районах, входящих в состав Русской плиты. С этого времени наметилось деление Скифской плиты на вал Карпинского, систему Манычских прогибов, предкавказскую часть плиты и другие тектонические элементы (см. рис. 101).

Юрский период. В конце ранней юры после длительного интенсивного общего воздымания на рассматриваемой территории определились крупные области поднятий и погружений земной коры. На западе отчетливо обозначился Воронежско-Ставропольский палеосвод, объединявший Воронежскую антеклизу, Донецкий выступ и Ставропольское поднятие. Этому крупному геотектоническому элементу соответствовала обширная равнинная суша, окаймленная шельфовой полосой и являвшаяся поставщиком терригенного материала.

В восточной половине рассматриваемой территории господствовали нисходящие тектонические движения и установился режим аллювиальных прибрежных равнин и мелководного моря.

Таким образом, уже в это время проявлялась характерная для альпийского тектогенеза субмеридиональная зональность. В последующем близдолготные суперструктуры (меридиональные волны подъемов и прогибов, по И. О. Броду, 1959) получили более отчетливое выражение. Существование их обычно связывают с глыбовыми движениями докембрийского кристаллического фундамента, рассеченного серией региональных разломов северо-северо-восточного направления (Несмеянов, 1965). Наиболее крупные из этих разломов, вероятно, заложившиеся в более ранние эпохи, прослеживаются по изменению фаций и мощностей мезозойских и кайнозойских отложений в 130 км западнее г. Астрахани, в районе г. Элисты и в 40 км к востоку от г. Сальска. Сочетание субширотных и поперечных по отношению к ним тектонических элементов обусловило возникновение в Северо-Западном Прикаспии нескольких прямоугольных блоков нынешнего вала Карпинского — погруженного Донбасса, Ремонтненско-Элистинского, Бузгинского и Промысловского, разделенных отмеченными выше разломами и развивавшихся обособленно.

Возможно, что уже в ранней юре на значительной части Прикаспийской синеклизы происходили опускания и накапливались морские осадки. По предположению М. П. Казакова, в юре уже оформились основные элементы современного структурного плана синеклизы, получившие развитие в последующие периоды. В тоаре на северо-западном побережье нынешнего Каспия образовался так называемый Промыловско-Олейниковский палеопрогиб (Мирчинк и др., 1963). Судя по распределению мощностей накопившихся здесь тоарских и более молодых морских юрских осадков, центральная часть палеопрогиба соответствовала погружавшемуся Промысловскому блоку. Южная его граница находилась за пределами рассматриваемой территории, а северная располагалась несколько южнее г. Астрахани, где по убыванию мощностей фиксируется древнее Астраханское поднятие. Красноцветный и пестро-

цветный облик глинистых мелководных и континентальных тоарских отложений свидетельствует о жарком и засушливом климате этого века.

В аалене на территории Промысловско-Олейниковского прогиба, в общем сохранившего свои очертания или лишь несколько сократившегося по размерам, в южной части установились прибрежно-морские условия и накопилась преимущественно песчанистая толща, мощность которой достигает 150—180 м и более.

Восточный склон Воронежской антеклизы вплоть до байосского века являлся сушей, в пределах которой происходил интенсивный размыв более древних отложений, вплоть до каменноугольных. Континентальные условия сохранились и на всей остальной части рассматриваемой территории.

Байосский век характеризовался усилением нисходящих движений и распространением внутриконтинентального моря из южного, альпийского геосинклинального пояса далеко на север, вдоль восточных окраин Русской и Скифской плит. В Промысловско-Олейниковском прогибе, западной приобтовой зоне Прикаспийской синеклизы и на востоке Воронежской антеклизы в позднебайосское время установился нормальный морской режим. Мелководное море на западе достигало меридиана г. Элисты и восточной границы нынешней Хоперской моноклинали. Байосские отложения представлены песчано-алевритовыми осадками прибрежно-морского, иногда континентального генезиса и покрывающими их относительно глубоководными глинами. Общая мощность байоса достигает нескольких сотен метров, возрастая по направлению к наиболее интенсивно погружавшимся внутренним частям Промысловско-Олейниковского палеопргиба и Прикаспийской синеклизы.

По данным Я. Ш. Шафиро и Г. М. Аванисяна (1965), на территории современной Терсинской впадины, осложняющей восточный склон Воронежской антеклизы, в байосе намечались пологая «структурная терраса» (ступень) и приуроченные к ней Кленовско-Меловатское и другие поднятия. В зоне Доно-Медведицкого вала проявились блоковые движения и обозначились Жирновско-Линевское, Иловлинское и Коробковское поднятия. На левом берегу р. Медведицы сформировался узкий прогиб северо-восточного направления. Другой прогиб протягивался в междуречье Иловли и Волги и ограничивался с востока валообразным палеоподнятием. Еще восточнее по изменению мощностей байосских отложений прослеживается бортовой уступ Прикаспийской синеклизы, внутри которой с раннего мезозоя развивались соляные структуры.

Среднеюрская трансгрессия завершилась регрессией, происшедшей в конце бата, когда восходящие движения вновь полностью осушили большую часть рассматриваемой территории. На этот раз неглубокое море сохранилось лишь в пределах Прикаспийской синеклизы и местами — на правобережье Волги (Сарычева, 1965).

В ранней и средней юре на значительной части нашей территории господствовал теплый и влажный климат, способствовавший развитию соответствующей флоры и фауны. Судя по ряду геохимических признаков, регионально битуминозные осадки среднеюрского бассейна формировались в восстановительных условиях. Благоприятное сочетание мощных песчанистых толщ аалена и байоса и покрывающих их верхнебайосских глинистых отложений обусловили образование подземных резервуаров и залежей нефти и газа в различных районах нынешнего вала Карпинского и Прикаспийской синеклизы.

Начало позднеюрской эпохи ознаменовалось новой крупной трансгрессией моря в пределы восточных окраин Русской и Скифской плит, вследствие чего Кавказский и Арктический бассейны соединились посредством широкого субмеридионального прогиба. Для рассматриваемой территории основные черты келловейского геотектонического плана оказались в основном унаследованными от предыдущих эпох. Мелководные глинистые, песчано-глинистые и карбонатные морские осадки келловей общей мощностью до нескольких сотен метров отлагались в Прикаспийской синеклизе, примыкающих к ней районах Воронежской антеклизы, и местами — во вновь погрузившемся Промысловско-Олейниковском прогибе. Как и прежде, развивалось подводное Астраханское поднятие. С приближением к нему мощности келловейских и более молодых верхнеюрских отложений заметно уменьшаются без существенного изменения литологической характеристики. На грани раннего и среднего келловей в западной части Прикаспийской синеклизы проявился перерыв осадконакопления; на правобережье Волги фиксируется предоксфордский перерыв. М. Ф. Мирчинк и др. (1963) на основании косвенных данных предполагают, что в поздней юре существовали Сарпинский палеопрогиб, возможно, заложившийся еще в докелловейское время, и Джанайское палеоподняtie, осложнявшее Промысловско-Олейниковский прогиб.

В оксфордском веке море в Прикаспии заметно углубилось, в результате чего к северо-востоку от Астраханского поднятия сформировалась толща карбонатных осадков мощностью до 100 м. Во второй половине оксфорда началась регрессия, бассейн значительно обмелел, а береговая линия стала постепенно отступать к северо-востоку. К началу кимериджского века морские условия сохранились лишь во внутренних частях Прикаспийской синеклизы (в Заволжье), а подавляющая часть Волго-Донского региона стала равнинной сушей. Восстановление палеогеографических и соответственно палеотектонических условий кимериджа в деталях невозможно из-за проявления позднейшего предмелового размыва.

Несмотря на кратковременное углубление и расширение Волжско-Прикаспийского морского бассейна в начале ранневолжского века, море, по-видимому, не распространялось за пределы западного и юго-западного борта Прикаспийской синеклизы. В конце поздневолжского века вновь произошло общее поднятие и осушение платформенной области, завершившие малый средне-позднеюрский этап ее тектонического развития (В. Д. Наливкин и др., 1964).

В связи с отсутствием юрских осадков в западной части региона реконструировать детали геологического развития этой территории не представляется возможным.

Меловой период. Структурный план раннего мела вплоть до аптского века практически почти не отличался от позднеюрского. К западу от нынешнего водораздела нижних течений Дона и Волги по-прежнему существовала субмеридиональная зона поднятий, противостоявшая области преимущественного прогибания, включавшей Прикаспийскую синеклизу и восточную оконечность Скифской плиты. Судя по возрастанию суммарных мощностей нижнемеловых отложений в направлениях к северо-востоку и юго-западу от дельты Волги, в это время по-прежнему существовало Астраханское поднятие. К югу от него развивался палеопрогиб, соответствовавший Промысловскому блоку вала Карпинского, а еще южнее — Джанайское палеоподняtie.

В раннем мелу начался очередной геотектонический этап второго порядка, ознаменовавшийся трансгрессией, на этот раз со стороны

бореального бассейна. Первоначально непосредственно на рассматриваемой территории наступление моря почти не проявилось, о чем говорит полное или почти полное отсутствие валанжинских осадков даже во внутренней прибортовой части Прикаспийской синеклизы. Лишь в позднем готериве морской режим распространился на Северный, Северо-Западный Прикаспий, а также на прилегающие восточную и юго-восточную окраины Воронежской антеклизы. На северо-западе море проникло в глубь ранее приподнимавшейся части платформы и достигло излучины Дона. Глубина готеривского бассейна закономерно возрасла в направлении с запада на восток, что нашло свое отражение в соответствующем переходе песчаных пород в преимущественно алевритовые и глинистые. Наличие значительной примеси глауконита в составе готеривских осадков свидетельствует об относительно небольшой глубине формирования последних (от нескольких десятков до первых сотен метров). В готериве по-прежнему проявлялись восходящие движения в северной части Доно-Медведицкого вала. В связи с поднятиями морского дна образовался целый архипелаг островов, которые ныне выражены в виде прибрежных скоплений железных руд среди грубозернистых терригенных пород с косою слоистостью и ископаемыми остатками древесины. По Н. М. Страхову (1947), наличие железных руд в морских осадках свидетельствует также о наличии влажного климата и умеренной или повышенной температуры.

Барремский век характеризовался сохранением морского режима на большей части территории Нижнего Дона и Нижней Волги. В сравнении с готеривом море несколько расширилось — на северо-западе Волгоградской области береговая линия сместилась еще дальше в сторону Хоперской моноклинали и проходила несколько восточнее г. Урюпинска и вблизи г. Михайловки. Воздымание Доно-Медведицкого вала определило отступление береговой линии барремского моря и образование характерного выступа суши севернее г. Фролова, а также мелководный, континентальный или островной характер осадков в зоне Доно-Медведицких поднятий.

В северной части зоны Доно-Медведицких дислокаций подъем в барреме, по-видимому, не сказался, так как здесь фиксируется местное увеличение мощности соответствующих отложений до 40 м и приобретают значительную роль относительно глубоководные глинистые осадки. В готерив-барремское время отчетливо наметилась седловина, разделяющая Иловлинско-Медведицкие и Арчедино-Донские дислокации Доно-Медведицкого вала, и по-прежнему существовали примыкавшие к нему структурные элементы, оформившиеся в юре (Я. Ш. Шафира, Г. М. Аванисян, 1965).

Во внутренней части Терсинской впадины в барремском веке проявились трансгрессивные тенденции под влиянием расширения бассейнов, заполнявших Рязано-Саратовский и Ульяновско-Саратовский прогибы и расположенных севернее рассматриваемого района. В западной части депрессии обозначились Ивановско-Мачешанские поднятия. Западная прибортовая часть Прикаспийской синеклизы по степени погружения в барреме в целом мало отличалась от обрамляющих ее районов, о чем свидетельствует характер распределения мощностей и фаций. На юго-западе синеклизы уменьшением мощностей готерива и баррема и усилением песчаности осадков фиксируется Астраханское палеоподнятия. На северо-востоке Скифской плиты барремское море достигало пос. Яшкуль; осадки этого возраста, представленные красноватыми железисто-оолитовыми песчаниками, имеют наибольшую мощность до 90 м.

В апте после кратковременной регрессии вновь возобновилось медленное погружение древней и эпигерцинской платформ и расширение границ раннемелового бассейна. Однако к западу от нынешнего Цимлянского моря по-прежнему существовала суша. Возвышенная равнина, являвшаяся областью сноса и ограничивавшая участки прогибания, сильно сократилась на севере и юге в связи с частичным погружением свода Воронежской антеклизы и Ставропольского свода и соединилась с Украинским щитом. Образовалась значительная по площади суша близширотного простирания.

В периферийной северо-западной части аптского бассейна, на правобережье нижнего течения р. Хопра, существовали условия очень мелководного моря.

В Терсинской впадине продолжала существовать примерно там же, где и в барремском веке, область наибольшего прогибания и накопления преимущественно песчано-глинистых осадков. На востоке она ограничивалась активно развивавшимися Доно-Медведицкими поднятиями, в пределах которых фиксируются наиболее мелководные отложения. К югу от Доно-Медведицких дислокаций (в Тормосинском прогибе) и к востоку от него, по направлению к центральной части Прикаспийской синеклизы, интенсивность прогибания также заметно увеличилась.

Морской бассейн, существовавший в апте у восточной оконечности нынешнего вала Карпинского, соединял моря Северного Прикаспия и Восточного Предкавказья. Участком наибольшего прогибания по-прежнему являлась центральная часть Промысловского блока. В начале раннего апта и в позднем апте здесь отложились алевритистые и песчаные осадки мощностью соответственно до 40 и 60 м. Песчано-алевритовые пачки альбских образований разделены глинистыми толщами.

В конце апта и начале альба на большей части Русской плиты, главным образом в северной ее половине, произошли поднятия, завершившие третий по счету малый геотектонический этап ее послепалеозойского развития. Однако непосредственно на рассматриваемой территории море не только не отступило, но, наоборот, даже несколько расширило свои границы за счет погружения восточной и южной оконечностей прежде существовавшей суши. Регрессивные тенденции, проявившиеся в смежных районах, сказались лишь в виде почти повсеместного развития грубозернистых терригенных осадков. Даже в Терсинской впадине, где в раннем мелу происходило особенно интенсивное погружение и накопилась наиболее мощная для Воронежской антеклизы толща пород, альбские отложения представлены главным образом прибрежными песками и песчаниками с незначительными прослоями глин и алевролитов. Лишь в крайнем северо-восточном углу Волгоградской области под влиянием расположенного за ее пределами Новоузенского прогиба, по-видимому, происходило сравнительно интенсивное углубление моря и отложение глинистых пород. В прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы и в Западном Прикаспии море было весьма мелководным.

Альбский век характеризовался усилением тектонической расчлененности Скифской плиты в сравнении с предшествующим периодом, в связи с чем некоторые исследователи (Мирчинк и др., 1963) рассматривают его в качестве самостоятельного этапа тектонического развития Предкавказья. В это время наиболее отчетливо выделились Тузлов-Маньчский и Маньч-Гудиловский прогибы, разделенные поперечным Сальским палеоподнятием. Согласно утвердившимся представлениям, Сальское поднятие представляет собой горстообразную струк-

туру, ограниченную разломами в кристаллическом фундаменте. При этом восточный граничный разлом, лежит, по-видимому, на южном продолжении Волгоградской флексуры. О темпах погружения Манычских прогибов в альбе свидетельствует мощность соответствующих отложений, достигающая 600 м и более в осевых частях против нескольких десятков метров на бортах. Западный (Тузлов-Манычский) прогиб расчленил восточную часть бывшей суши на две обособившиеся части — Ростовский свод и Донецкий выступ.

В северо-западном Прикаспии на протяжении альбского века, как и прежде, существовало Астраханское палеоподнятия, усилилось прогибание Промысловско-Олейниковского прогиба. Э. Б. Мовшович и др. (1965) отмечают смещение участка максимального погружения в альбе из крайней восточной части современного вала Карпинского в пределы его Ремонтненско-Элистинского и Бузгинского блоков. В раннем альбе здесь накапливались главным образом песчаные, а в среднем и позднем альбе — алевроитско-глинистые осадки с подчиненными прослоями песков. Общая мощность альба достигает 600 м и более. Не исключена возможность существования в альбе Джанайского поднятия и Сарпинского палеопрогиба, который ныне фиксируется участком повышенного залегания нижнемеловых отложений под плиоценом вблизи Сарпинского совхоза (Эвентов, 1962).

Тормосинский прогиб почти не сказался на мощностях нижнемеловых отложений, что свидетельствует о прекращении его существования и полном заполнении более древними осадками. Севернее этого прогиба, на периферии древней платформы в раннем мелу наметились Клетско-Евсеевский выступ и ограничивающая его с запада близ-меридиональная флексура (Бражников и др., 1965).

В альбском веке зародились некоторые локальные поднятия в зоне современного вала Карпинского, о чем свидетельствуют, например, результаты палеотектонического анализа, проведенного Д. Г. Бегун. В конце альба началось погружение Ростовского свода и образование на его крыльях платформенного чехла.

К песчанистым толщам нижнего мела, перекрытым глинистыми пачками, на севере Скифской плиты и в пределах Прикаспийской синеклизы приурочены залежи нефти и газа. Накоплению нефти и газа способствовало начавшееся в это время формирование локальных брахиантеклинальных поднятий вала Карпинского. Кроме того, на протяжении раннего мела продолжался рост соляных поднятий во внутренних частях Прикаспийской синеклизы (Халганская площадь), в связи с чем мощность нижнемеловых отложений в ряде случаев закономерно уменьшается от крыльев к сводовым частям соляных структур.

Поздне меловой эпохе, как и раннему мелу, также отвечает малый этап развития, начало которого ознаменовалось погружением ряда платформенных участков и крупной трансгрессией в сеномане. Как показывает анализ распределения фаций и мощностей сеноманских отложений, основные тенденции раннемелового тектогенеза оказались унаследованными. Интенсивное погружение по-прежнему проявлялось в Прикаспийской синеклизе и прилегающих к ней частях Воронежской антеклизы (Приволжской моноклинали), а также в Промысловско-Олейниковском, Кумо-Манычском и Маныч-Гудиловском палеопрогибах и Целинской седловине. Широкое развитие поздне меловых осадков позволяет достаточно полно изучить особенности палеотектонического плана, который в рассматриваемую эпоху несколько усложнился по сравнению с ранним мелом. Ростовский и Воронежский своды, Донецкий выступ с прилегающей к нему частью Воронежской антеклизы

и Доно-Медведицкие дислокации в начале позднего мела представляли собой изолированные участки равнинной суши, поставлявшие терригенный материал. Суша обрамлялась мелководным морем, на дне которого в пределах Воронежской антеклизы и Прикаспийской синеклизы накапливались мелководные песчаные и глинистые осадки. Глубоководные карбонатные отложения сеномана фиксируются лишь на южном склоне Ростовского свода, в зоне северного крыла субширотного Ейского палеопрогиба. У северной оконечности Скифской плиты в сеномане сформировался пестрый комплекс морских осадков, преимущественно терригенных (песчано-алевроитоглинистых) в западной и восточной частях и карбонатных — в средней. Мощность сеномана колеблется здесь от нескольких метров до 100 м и более. К северо-западу и юго-востоку от г. Элисты сеноманские отложения отсутствуют, что, вероятно, связано с относительным подъемом соответствующих участков в начале мелового периода.

В туронском и коньякском веках после перерыва осадконакопления, имевшего место в конце сеномана, позднемеловая трансгрессия достигла апогея. Увеличение глубины и расширение морского бассейна определило почти повсеместное накопление органогенных и хемогенных и в особенности (меловых и мелоподобных) карбонатных осадков. Области наибольшего погружения, фиксируемые пелитоморфными известняками, соответствовали внутренней зоне Прикаспийской синеклизы и валу Карпинского от побережья Каспия на востоке до Сальского поднятия на западе. Продолжалось воздымание Бузгинского блока. В туронском и коньякском веках интенсивно развивались Маньчские прогибы, где общая мощность соответствующих отложений местами превышает 300 м.

Донецкий выступ и Ростовский свод, возвышавшиеся над уровнем моря, в 3—4 раза уменьшились по площади в сравнении с сеноманскими палеостровами. При этом, как показали палеогеографические построения В. М. Ореховой (глава «Стратиграфия»), вершина Ростовского свода сместилась примерно на 40 км к западу-юго-западу.

В сантонском веке интенсивность нисходящих движений значительно снизилась, в связи с чем, по-видимому, и увеличилось количество обломочного материала, поступавшего в морской бассейн. На водоразделе Дона и Волги сформировалась субмеридиональная полоса замедленного прогибания, разделявшая Днепровско-Донецкую впадину и область погружения в Прикаспии. Эта полоса на севере охватывала зону Доно-Медведицких дислокаций и примыкающие к ней участки Воронежской антеклизы, а на юге — Сальское поднятие и Ростовский свод. В региональном плане она отчетливо фиксируется зоной развития мелководных отложений среди карбонатных сантонских осадков.

Поверхность Ростовского свода в сантоне почти полностью погрузилась ниже уровня моря. Вершина его вновь несколько сместилась в сравнении с предыдущим веком, на этот раз к юго-западу. Подобные же перемещения в мелу испытывал и Тузлов-Маньчский палеопрогиб, отделявший Ростовский свод от Донецкого выступа (Ходос, 1965). Остальные палеоструктуры позднего мела, отмеченные ранее, также продолжали развиваться. Следует лишь отметить замедление восходящих движений в зоне Астраханского палеоподнятия и нисходящих — в Промысловско-Олейниковском прогибе.

Расчлененность позднемелового структурного плана еще более контрастно проявилась в кампанском веке в связи с усилением погружения Прикаспийской синеклизы. Севернее Донецкого выступа, у западной границы Ростовской области, образовался глубоководный бассейн, соответствовавший восточной окраине Днепровско-Донецкой впа-

дины. Наиболее интенсивное прогибание дна этого бассейна проявилось в пределах узкой полосы, непосредственно примыкающей к открытому Донбассу с севера (Маловицкий, 1960). По изменению мощностей и фаций кампанских отложений фиксируется близдолготное Миллеровское поднятие.

Продолжалось смещение наиболее возвышенной части Ростовского свода в юго-западном направлении и поднятие Бузгинского блока. Развитие Кумо-Манычского палеопрогиба значительно замедлилось; в конце кампана нисходящие движения сменились здесь подъемом (Мовшович и др., 1955).

В маастрихте произошло значительное воздымание всей северной оконечности Скифской плиты. В наибольшей степени были приподняты Бузгинский блок и участок сопряжения погруженного Донбасса с Сальским поднятием, а в наименьшей — Промысловский блок. Инверсия геотектонического режима привела к прекращению существования Промыслово-Олейниковского палеопрогиба и образованию региональной, почти непрерывной полосы суши и морского мелководья, простиравшейся от Западного Прикаспия на востоке до открытого Донбасса на западе. Этим самым с этого времени отчетливо определился вал Карпинского. В маастрихте вновь приподнялся Ростовский свод и расширилась отвечающая ему область суши. Продолжалось формирование субмеридионального поднятия на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы. Усиление притока обломочного материала привело к соответствующему переходу от преимущественно хемогенных и тонкообломочных осадков к грубообломочным.

В зоне Доно-Медведицких дислокаций верхнемеловые отложения размыты. По А. И. Мушенко (1962), общее погружение поверхности палеозойских образований в пределах Терсинской депрессии на протяжении мезозоя составило более 500 м, тогда как в зоне сопряженного с ней Доно-Медведицкого вала эта же поверхность оказалась приподнятой на 100 м выше уровня моря. Тем не менее, по мнению Я. Ш. Шафиро и Г. М. Аванисяна (1965), наиболее интенсивные подвижки, обусловившие формирование современной структуры мезозойских отложений, относятся к кайнозойскому времени. Указанное утверждение аргументируется главным образом тем фактом, что современная амплитуда флексур, ограничивающих Доно-Медведицкие дислокации, намного превышает разницу в мощностях мезозойских отложений.

Позднемеловой этап геологического развития рассматриваемой территории завершился значительными поднятиями в конце маастрихтского и датское время, приведшими к установлению континентального режима в северо-западной части региона. Относительно глубокое море сохранилось лишь во внутренней части Прикаспийской синеклизы, окаймленной субширотной зоной прогибания в Северо-Западном Прикаспии. Указанная зона погружения соответствует Бахтемирскому прогибу, хорошо выраженному в современном структурном плане. Возможно, что в это же время продолжалось развитие Маныч-Гудиловского и Тузлов-Манычского прогибов и некоторых других геоструктур. Однако из-за невозможности достаточно уверенного выделения датских отложений и значительного их размыва, восстановление палеогеологических условий датского века в деталях практически невозможно.

Позднемеловая эпоха отличается от предыдущих интенсивным развитием локальных структур в зоне вала Карпинского. Методами палеотектонического анализа убедительно доказывается, что именно в это время возникли и быстро росли Цубукское, Межевое, Ики-Бурульское и некоторые другие поднятия. В Прикаспийской синеклизе продолжалось развитие соляных структур, начался интенсивный рост локальных

платформенных поднятий Астраханской группы. По мезозойским отложениям отчетливо фиксируются некоторые унаследованные структурные элементы Доно-Медведицких дислокаций, возникшие еще в палеозое, — флексура, ограничивающая Доно-Медведицкий вал с востока, Чухонатовское, Липовское, Коробковское, Линевское, Меловатское, Жирновское и другие поднятия (Габриэлян и др., 1962; Бражников и др., 1962). Г. А. Бражников предполагает, что время структурообразования в мезозойской толще Доно-Медведицкого вала соответствует поздне меловой регрессии или началу палеогена.

На протяжении мелового периода сохранялись относительно стабильные климатические условия. В раннем мелу преобладал жаркий, иногда засушливый климат, о чем свидетельствует наличие пыльцы растений, сходных с современной тропической и субтропической флорой (Мовшович и др., 1965). Некоторое похолодание проявилось лишь в альбе. В поздне меловую эпоху вновь наступило потепление, которое продолжалось вплоть до датского века. Меловые морские бассейны имели нормальную соленость, обусловившую расцвет стеногалинной фауны.

Палеоген. В начале палеогена вновь усилились нисходящие тектонические движения. Интенсивность опускания была довольно значительной, о чем можно судить хотя бы по тому, что в юго-восточной части региона за сравнительно короткое время, соответствовавшее палеоцену (7 млн. лет), накопилась осадочная толща мощностью от 100—200 до 600—700 м. Для сравнения отметим, что суммарные мощности отложений поздне меловой эпохи, продолжавшейся около 38 млн. лет, обычно составляют не более 300—400 м. Поэтому наблюдаемое возрастание роли относительно грубозернистых терригенных осадков в датское и палеоценовое время следует связывать не с обмелением дна вследствие замедления погружений, а с увеличением количества обломочного материала, в изобилии поступавшего благодаря подъему и расширению областей сноса в смежных районах Русской плиты.

В палеоцене на большей части рассматриваемой территории установился морской режим. Образовался обширный, но мелководный бассейн, объединявший моря Прикаспийской, Днепровско-Донецкой и Польско-Германской впадин и сообщавшийся с бассейнами Предкавказья. В пределах Воронежской антеклизы относительно вертикальные перемещения Доно-Медведицкого вала и Терсинской впадины в отличие от мелового периода, по-видимому, проявились очень слабо, так как указанные структурные элементы почти не отличаются по фациям и мощностям соответствующих осадков: В целом же существовавшие здесь подвижные зоны по-прежнему сохраняли тектоническую активность.

В Прикаспийской синеклизе, продолжавшей прогибаться, на протяжении палеоцена накопилась толща песчано-глинистых и известковистых осадков, глубоководный облик которых усиливается в восточном и юго-восточном направлениях. Характер геологического развития Астраханского поднятия в палеоцене остается недостаточно выясненным. Продолжавшееся воздымание Ростовского свода и Донецкого выступа привело к почти полному слиянию их в единую возвышенную область, разделенную лишь узкой зоной Тузлов-Манычского палеопргиба. Осадки палеоцена на крыльях этих поднятий представлены детритусовыми известняками, черными углистыми глинами болотно-лагунного типа, прибрежными песками и гравелитами с линзообразными прослоями лигнитизированного органического вещества.

Между Воронежским и Донецким поднятиями, на восточном продолжении Днепровско-Донецкой впадины, в палеоцене установились при-

брежно-морские условия седиментации. Другая зона прибрежного осадконакопления окаймляла Воронежский выступ с востока.

В начале палеогена произошли дифференциальные подвижки отдельных блоков вала Карпинского с общей тенденцией к погружению. В наибольшей степени опустился Ремонтненско-Элистинский блок. Мощность палеоценовых отложений, представленных песками с прослоями биогенных известняков и опоковидных глин, достигает здесь 500 м и более. Значительно медленнее погружались Бузгинский и Промысловский блоки, в пределах которых мощности палеоцена составляют соответственно 100—200 и 50—70 м и преобладают глинистые известняки.

К югу от современного вала Карпинского в палеоцене продолжали углубляться Манычские прогибы, разделенные поперечными поднятиями в районе г. Сальска — станицы Пролетарской, восточнее оз. Маныч-Гудило и вблизи пос. Ики-Бурула. Наибольшим погружением в палеоцене характеризуется Маныч-Гудиловский прогиб, ось которого в это время несколько переместилась к югу (Мирчинк и др., 1963).

В раннем и среднем эоцене структурный план юго-восточной окраины Русской плиты претерпел некоторое изменение в связи с усилением нисходящих движений в Днепровско-Донецкой впадине и на ее юго-восточном продолжении, вплоть до района Цимлянского моря. Сводовая часть Воронежской антеклизы сместилась в восточном направлении, до меридиана г. Фролово. Расширение Днепровско-Донецкой впадины в южном направлении привело к сокращению суши в пределах Донецкого выступа и отложению песчаных осадков вблизи северной границы современного открытого Донбасса. На территории Прикаспийской синеклизы в эоцене продолжали отлагаться морские известковистые и песчано-глинистые осадки. На юго-западной окраине региона, включавшей северное крыло Ейского палеопроггиба и сопряженный с ним Ростовский свод, произошли значительные погружения. Ростовский свод в значительной мере утратил свою индивидуальность. Он фиксируется лишь по небольшому сокращению мощностей песчано-глинистых осадков раннего и среднего эоцена вблизи г. Ростова и на северном побережье Таганрогского залива. Непосредственно у южной и юго-восточной границ современного открытого Донбасса также установились прибрежно-морские условия. Наиболее погруженная часть Целинской седловины, расположенной между Ростовским сводом и Сальским поднятием, сместилась к западу, до меридиана станицы Мечетинской.

В пределах вала Карпинского область наибольшего погружения в раннем и среднем эоцене также мигрировала в западном направлении, о чем свидетельствует наличие максимальных мощностей соответствующих отложений на меридиане пос. Зимовники.

В позднем эоцене скорость поднятия центральных областей Русской плиты заметно уменьшилась, соответственно сократилось количество поступавшего отсюда обломочного материала, над терригенными толщами нижнего и среднего эоцена стали накапливаться вначале преимущественно известковистые, а затем — глинисто-известковистые осадки керестинского и кумского горизонтов. Непосредственно на рассматриваемой территории соотношения между областями поднятия и погружения в позднем эоцене очень мало изменились по сравнению с началом и серединой эоценовой эпохи. Судя по распределению фаций и мощностей верхнеэоценовых отложений, область максимального погружения Прикаспийской синеклизы сместилась по направлению к ее западной прибортовой части.

В пределах вала Карпинского позднеэоценовая седиментация в значительно меньшей степени, чем раньше, отражает блоковое строение фундамента. Анализ распределения мощностей показывает несколько более интенсивное прогибание площади, соответствующей Бузгинскому блоку. Интенсивное погружение происходило и в пределах Маныч-Гудилковского прогиба; нисходящие движения охватили даже прилегающую к нему часть Ремонтненско-Элистинского блока.

Характеризуя общие закономерности осадконакопления в эоценовую эпоху, А. К. Мальцева (1960) обращает внимание на региональную зональность распределения литофаций эоценовых отложений с переходом от более тонкозернистых терригенных осадков, преимущественно развитых в юго-восточной части региона к грубозернистым песчаным отложениям, окаймляющим области поднятия в его западной и северной частях.

В конце эоцена — начале олигоцена произошли новые, на этот раз весьма значительные, поднятия на Русской плите и начался орогенный этап развития Большого Кавказа. Восходящие движения завершили малый геотектонический этап, совпавший во времени с большей частью палеоэоценовой эпохи. В раннем олигоцене вновь увеличилась роль терригенных, преимущественно песчаных, осадков в сравнении с карбонатными при общем сохранении границ позднеэоценового бассейна. В среднем и позднем олигоцене поднятия охватили Днепровско-Донецкую впадину и территорию, лежащую на ее юго-восточном продолжении. В связи с этим в северо-западной части Ростовской области образовалась прибрежная низменная равнина, периодически заливавшаяся неглубоким морем. На юго-западе прибрежная низменность ограничивалась равниной Донецкого выступа, а на севере — приподнятой внутриплатформенной равниной.

Орогенические движения на Кавказе сопровождались компенсационным погружением прилегающей к нему Скифской платформы. В раннеолигоценовое время здесь начала накапливаться мощная, весьма однородная по составу толща майкопских глин, трансгрессивно залегающих на более молодых третичных отложениях. Как показывает анализ фаций и мощностей, осевая часть Предкавказского краевого прогиба располагалась к югу от Волго-Донского региона. На северном склоне прогиба, как и прежде, развивалось Сальское поперечное поднятие. Манычские прогибы практически не повлияли на распределение мощностей. К северу от Манычей суммарная мощность майкопских отложений быстро уменьшается, фиксируя поднятие вала Карпинского, особенно отчетливо проявившееся в его восточной части. В районе северного склона вала на рубеже палеогена и неогена отчетливо проявлялись опускания Зимовниковского и Бахтемировского палеопрогибов. В дельте Волги и к западу от нее в это время, по-видимому, продолжалось развитие Астраханского палеоподнятия, а в западной прибортовой части Прикаспийской синеклизы шло медленное погружение. Нетрудно заметить, что в олигоцен-миоценовой палеоструктуре региона резко преобладали элементы, имеющие субширотное, кавказское направление, что существенно отличает ее от тектонического плана палеоэоцена и эоцена, когда наряду с субкавказскими достаточно широко проявлялись близмеридиональные поднятия и опускания.

По данным И. А. Шамрая (1964), детально изучившего минералогию палеогеновых отложений, в раннем и среднем палеогене обломочный материал сносился главным образом с Воронежской антеклизы, Донецкого выступа и Украинского щита. Весьма вероятно, что в олигоцен-миоценовое время некоторая часть терригенного материала поступала также с Урала и из Западного Казахстана.

Э. Б. Мовшович и его соавторы (1965) отмечают более низкий температурный режим в центральной и западной частях палеогенового бассейна в сравнении с восточной его частью, объясняя это наличием холодных течений со стороны северных морей. По данным тех же исследователей, вплоть до майкопского времени море имело нормальную соленость, а геохимическая среда характеризовалась высоким окислительно-восстановительным потенциалом. Майкопская серия сформировалась в восстановительных условиях.

В палеогене продолжалось формирование многих локальных структур, хотя расшифровка истории их развития затруднена из-за позднейших неогеновых размывов. Активный конседиментационный рост достоверно доказывается для целого ряда поднятий и межкупольных мульд, расположенных в западной части Прикаспийской синеклизы (Крылов, 1959; Самойлович, 1967) и на валу Карпинского, — Ики-Бурульская и другие структуры. Следует отметить, что наиболее интенсивный рост положительных локальных структур — и в особенности солянокупольных — на протяжении мезозоя, палеогена и последующих эпох совпадал во времени с региональными подъемами рассматриваемой территории.

Неогеновый период *. В неогене унаследованно развивались субширотные тектонические элементы, краевые прогибы кавказского направления, а также крупные близмеридиональные поднятия и погружения, пересекающие Кавказ, Предкавказье и юг Русской плиты (Шатский, 1948). В пределах описываемой территории наибольшие амплитуды неогенового прогибания, превышающие 600 м, зафиксированы в Прикаспии.

В раннем миоцене на большей части описываемой территории в морском бассейне продолжалось формирование майкопских глин. Наибольшие тектонические прогибания происходили в Южных Ергенях и в Восточном Приманычье, меньшие — в пределах северного крыла Азово-Кубанской впадины и Ростовского свода. На северо-западе рассматриваемого района обстановка осадконакопления была континентально-морской (благодаря воздыманиям Русской плиты) и здесь отлагались разнообразные пески и глины полтавской и иловлинско-гуровской свит.

В гельветское (позднемайкопское) время произошли существенные изменения в палеотектоническом плане, обусловленные дифференцированными движениями, которые охватили многие районы описываемой территории. Доно-Медведицкий вал преимущественно воздымался и подвергся значительному расчленению. Отсутствие гельвета на северном крыле Азово-Кубанской впадины почти на всей площади Ергеней и в Прикаспии указывает на развитие воздыманий и в этих районах. Опускания продолжались в Приманычье, а также несколько севернее, вдоль восточного склона Ергеней, контролируя контуры незначительного по площади морского бассейна, вытянутого близмеридионально. На остальной, большей, части рассматриваемой территории существовал континентально-морской режим. В соответствии с этим в позднемайкопское время изменились условия осадконакопления. Вместо специфично майкопских темноцветных битуминозных морских глин стали накапливаться глинисто-песчаные континентально-морские осадки. В сильно сокращенном по сравнению с прошлым временем и опресненном гельветском бассейне отлагались светлые пески и глины, слагающие наиболее высокие горизонты майкопской серии.

* Описание истории неогенового периода составлено Г. Н. Родзянко и И. И. Потаповым.

В тарханском веке море покинуло описываемую территорию. Наибольшей денудации в это время подверглись Восточные Ергени, свидетелем чего является их погребенный рельеф с амплитудой расчленения до 150 м.

В чокракское, караганское и конкское время с юга снова вторглось море, впервые в неогене началось карбонатное осадконакопление. Источником сноса являлись Кавказ и северная платформенная суша, с которой сбегали реки, впадавшие в тортонский бассейн.

К северу от Манычей, вдоль Восточных Ергеней, начиная с чокракского времени, формировались континентально-морские отложения яшкульской свиты, а еще севернее продолжалось образование иловлинско-гуровской и полтавской свит.

Таким образом, в тортонский век, как и в гелльветский, на большей (северной) части рассматриваемого района господствовал континентально-морской режим. В это время отлагались пески и глины, среди которых имеются разности, используемые в народном хозяйстве.

В чокракское время в районе оз. Маныч-Гудило возникло поперечное поднятие, которое было северной частью более крупного поднятия, разделившего Предкавказский краевой прогиб на Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины.

В тортонском веке произошла перестройка структурного плана. Область раннемиоценовых поднятий (северная часть Азово-Кубанской впадины) превратилась в область опусканий, а зона наибольших раннемиоценовых погружений (Юго-Восточные Ергени) — в зону преимущественных поднятий (Родзянко 1961б, 1965а). Последнее подтверждается прибрежными отложениями, оставленными тортонским бассейном вдоль миоценовой гряды Приманычья.

Тортонская трансгрессия переросла в более значительное наступление моря в сарматском веке, когда в полную меру развивалось карбонатное осадконакопление. В северной половине описываемой территории в континентально-морской обстановке продолжали накапливаться пески и глины иловлинско-гуровской, полтавской и, возможно, яшкульской свит. На правом берегу Дона в сармате отлагались прибрежные и дельтовые песчаные осадки (Шамрай, 1959).

В возникшем после мезотической регрессии раннепонтическом морском бассейне завершилось интенсивное карбонатное осадконакопление, благодаря которому возник ряд месторождений строительных материалов. В северных районах в это же время началось накопление скифских глин. Позднее море отступило на юг, и вся рассматриваемая территория в позднепонтическое время и среднем плиоцене представляла собой сушу (равнину), в пределах которой широко проявились процессы наземного осадконакопления. Реки, сбегавшие с Русской плиты, отложили толщи песков (ергенинских) мощностью до 60 м в пределах огромной полосы, вытянутой, в общем, с севера на юг. К востоку от этой зоны в границах современной Прикаспийской низменности отлагались подакчагыльские (черноземельские) песчано-глинистые аллювиально-делювиальные осадки. На юго-западе, на северном крыле Азово-Кубанской впадины накапливались аллювиальные пески и глины нижних горизонтов надпонтической свиты.

Условия осадконакопления существенно изменились в начале позднего плиоцена в связи с перестройкой структурного плана. Господствовавшее субширотное простирание тектонических структур сменилось в предакчагыльское время субмеридиональным. К востоку от г. Волгограда возникла меридионально ориентированная зона погружения, к которой было приурочено мелководное море. В этом бассейне отложились песчано-глинистые осадки (акчагыльские и апшеронские).

Вследствие относительного поднятия территории, расположенной к западу от Прикаспийского прогиба антикавказского простирания, в ергенинских песках и в подстилающих их породах образовались русловые врезы, заполнявшиеся нагавскими и андреевскими (акчагыльскими), кутейниковскими и несмияновскими (апшеронскими), а также другими аллювиальными отложениями (Родзянко, 1959б, 1961а). В Приазовье отлагались песчаные осадки хапровских (относящихся к акчагылу), танаисских и порткатонских (принадлежащих к апшерону) слоев, которые входят в состав аллювиальных отложений, главным образом надпонтической свиты. На приподнятых водораздельных пространствах западной части рассматриваемой территории в позднем плиоцене накапливались континентальные скифские глины.

В послемайкопское время продолжалось развитие локальных структур вала Карпинского и Прикаспия (Якушева, 1962; Мирчинк и др., 1963; Родзянко, 1965а). Основное изменение климатических условий осадкообразования на протяжении неогена заключалось в постепенной смене гумидного режима аридным.

Четвертичный период. По характеру и степени тектонической расчлененности региона четвертичный период мало отличался от позднего плиоцена. Пространственное распределение районов с различным геотектоническим режимом по-прежнему определялось сложным сочетанием субкавказских геоструктур и меридиональных волн подъемов и опусканий антикавказского направления. Восходящие движения преобладали над нисходящими, вследствие чего на большей части территории установился континентальный режим. Начиная с раннечетвертичного времени, в качестве существенного фактора, определявшего развитие таких важных геологических процессов, как трансгрессии и регрессии, ледниковая деятельность, осадконакопление, выступают неоднократно регионально проявившиеся изменения климата.

В раннем плейстоцене (бакинское время) одним из наиболее существенных событий явилась трансгрессия Каспийского бассейна, отделенная от апшеронской сокращением моря и отложением пресноводноконтинентальных осадков тюркянской свиты. Морские бакинские осадки, окаймляя Ергенинскую возвышенность, обнаруживаются восточнее меридиана г. Волгограда; северная граница их распространения проходит по линии сел. Джаныбек — пос. Быково. Далее к северу они замещаются континентальными осадками (аллювиально-озерными, возможно, дельтовыми), отражающими условия низменной суши.

Другая область с морскими и прибрежно-морскими условиями соответствовала, как и ранее, впадине Азовского моря и примыкающей к ней территории, где отложения бакинско-чаудинского надгоризонта представлены преимущественно морскими отложениями.

В зоне Манычских прогибов на протяжении раннего плейстоцена существовал пролив, соединявший Каспийский и Эвксинский бассейны. Вследствие разности отметок каспийские воды, по-видимому, стекали в Азовское море.

В остальной части региона раннеплейстоценовое осадконакопление происходило в условиях поднятия суши. На водораздельных пространствах накопились континентальные лёссовидные суглинки с прослоями погребенных почв. Аллювиальные аналоги бакинских и чаудинских отложений формировались лишь вдоль древних русел Дона, Сала и их притоков. В бассейнах Хопра и Медведицы, где поднятие проявилось в более значительной степени, нижнеплейстоценовый аллювий выполняет древние врезы, подошва которых залегает выше современного уреза воды.

Геологическое развитие региона в среднем плиоцене протекало под влиянием процессов оледенения, охватившего значительную часть Русской плиты. Днепровскому и Московскому максимумам похолодания предшествовали Лихвинское и Одинцовское межледниковья. Днепровский ледник достиг северной окраины Волгоградской области. Следы его фиксируются в виде морены на водоразделе рек Хопра и Медведицы и по левому берегу Медведицы, севернее р. Безымянки. Несколько южнее влияние ледника проявилось в образовании флювиогляциальных отложений.

На возвышенных водораздельных пространствах, расположенных к югу от ледниковой области и западнее меридиана г. Волгограда, в днепровское время формировались континентальные, преимущественно элювиально-делювиальные, суглинки. Последние почти повсеместно подстилаются лихвинским и покрываются одинцовским горизонтами погребенных почв, фиксирующих потепление климата в одноименные этапы межледниковья. В одинцовское время на площади развития днепровских ледниковых и перигляциальных отложений сформировалась система долинных врезов, заполненных речным аллювием. Аллювиальные отложения, синхронные лихвинским, днепровскому и одинцовскому горизонтам, известны также в бассейнах Дона, Сала, Миуса, Самбека и других рек.

Московское оледенение непосредственно на рассматриваемой территории не проявилось. Вновь усилившееся похолодание привело к образованию верхнего горизонта континентальных суглинков, залегающих над одинцовскими погребенными почвами.

В восточной части региона на протяжении среднего плейстоцена, как и ранее, преобладал морской режим. В урунджикское время Каспийское море трансгрессировало в юго-западную часть Прикаспийской низменности и вторглось в пределы восточного склона Ергеней. Более значительной была хазарская трансгрессия. Береговая линия хазарского моря примерно соответствовала границе нижнеплейстоценового бассейна. Хазарские осадки несут следы значительного снижения солености морской воды. Наступление моря было прервано кратковременной регрессией, зафиксированной отложением сингильских слоев.

Хазарской трансгрессии соответствуют во времени две фазы морского осадконакопления в Эвксинском бассейне. В результате продолжавшегося перетекания воды из Каспия в Азовское море в зоне Манычей образовалась эрозионная ложбина. Регрессия раннеэвксинского и раннехазарского бассейнов привела к временной ликвидации Манычского пролива.

В среднеплейстоценовое время продолжался рост солянокупольных структур Прикаспия. Так, например, хазарские осадки, развитые на Эльтонском куполе, характеризуются более грубой зернистостью и наличием гальки в отличие от окружающих площадей. Мощность хазарских осадков уменьшается в сводах солянокупольных поднятий Черного Яра, Каменного Яра и др.

Геологическая история региона в позднеплейстоценовое время в основном определилась продолжавшимся поднятием большей части территории и новыми трансгрессиями и регрессиями Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов.

Широко развитые на водораздельных пространствах отложения элювиально-делювиального чехла формировались под влиянием неоднократных климатических изменений. Калининскому и осташковскому максимумам оледенения синхронны толщи лёссовидных суглинков. В микулинское и молодого-шекснинское межледниковья почти повсеместно образовались ныне погребенные почвы. В руслах рек, пересекавших

позднеплейстоценовые равнины, накапливались аллювиальные отложения, слагающие I и II надпойменные террасы на Нижнем Дону и в Приазовье и I—III террасы в бассейнах рек Хопра, Медведицы, Волги и Верхнего Дона.

В начале позднего плиоцена произошла раннехвалынская трансгрессия Каспия, достигшая восточного склона Ергеней. Навстречу раннехвалынскому морю вдоль Западно-Маньчского прогиба устремились воды карангатского (Азово-Черноморского) бассейна. В гирканское время, по-видимому, возродился Маньчский пролив и начался сброс каспийских вод в карангатское море. Континентальные ательские отложения Прикаспия и Маньчей фиксируют отступление раннехвалынского бассейна и прекращение его связи с Понтом. Следующая трансгрессия позднего плейстоцена носит название среднехвалынской. На западе море ингрессировало в пониженные части Ергеней, а на севере, в Волгоградском Заволжье, достигло широты с. Никольское, расположенного в 60 км к юго-западу от оз. Баскунчак. В начальную, максимальную фазу трансгрессии уровень воды поднялся до абсолютных отметок +45 — +50 м. Возобновившийся переток воды из Каспия в Понт через Маньчский прогиб привел к скачкообразному снижению уровня среднехвалынского бассейна вначале до отметки +35 м, а затем до +25 м (Федоров, 1956, 1961). По Г. И. Попову, фаза +25 м приблизительно соответствовала максимальной альтитуде дна Маньчского пролива. Регрессия, завершившая среднехвалынский этап развития Каспия, вновь привела к деградации Маньчского пролива.

Позднехвалынское время ознаменовалось новым на этот раз весьма незначительным расширением Каспийского бассейна, проявившимся после отложения еностаевских континентальных слоев. Береговая линия моря приблизительно совпала с нулевой горизонталью (Федоров, 1952). Данные о связи Каспия с Черноморским бассейном отсутствуют.

В голоцене на водораздельных пространствах продолжалось образование различных по генезису субэральных отложений, в том числе современных почв. В бассейнах Дона и Волги отложились аллювиальные толщи, ныне слагающие высокую и низкую поймы речных долин. В каспийском бассейне имело место небольшое повышение уровня воды (новокаспийская трансгрессия). Древнечерноморская терраса в приустьевой части Дона и Маньча и прилегающих районах Приазовья фиксирует голоценовую трансгрессию Азово-Черноморского бассейна.

На протяжении четвертичного периода тектоническая активность не только не ослабла, но, наоборот, усилилась. Поскольку новейшие и современные движения земной коры подробно описываются в специальном разделе настоящего тома, на рассмотрении их мы не останавливаемся.

Аванисьян Г. М., Лангборт А. Е. 1965. Оценка перспектив нефтегазоносности мезозойских и кайнозойских отложений Волгоградского Поволжья. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».

Аванисьян Г. М., Аксенов А. А., Анисимов Л. А., Лангборт А. Е. 1965. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Нижнего Поволжья и направление дальнейших поисково-разведочных работ. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».

Аванисьян Г. М., Аксенов А. А., Лангборт А. Е. 1966. Тектоническое районирование западной части Прикаспийской впадины и ее обрамления. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. Г., Мулдакулаев Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е. 1965. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраины Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям. «Геотектоника», № 1.

Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О., Ротай А. П., Шульга П. Л. 1963. Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Киев, изд-во АН УССР.

Азейнштадт Г. Е.-А. 1966. Основные закономерности формирования соляных куполов и залежей нефти Прикаспийской впадины. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Киев, изд-во «Наукова думка».

Азейнштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И. 1963. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 151, № 5.

Азейнштадт Г. Е.-А., Еникеев П. Н., Эвентов Я. С., Липовецкий И. А., Неволин Е. В. 1963. Еще раз к вопросу о бурении сверхглубоких скважин в Прикаспийской впадине. «Разведка и охрана недр», № 9.

Аксенов А. А., Бендерович Л. Ю. 1965. Перспективы поисков погребенных поднятий в Волгоградской области. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».

Аксенов А. А., Габриэлян А. Г., Казанцев О. Д., Масленников Е. А., Хлыстова В. Н. 1967. Тектоническое районирование Волгоградского Поволжья. В сб. «Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона». Ростиздат.

Антонова З. А. 1958. Фораминиферы средней юры бассейна р. Лабы. Тр. ВНИИ (Краснодарский филиал), т. 17.

Архангельский А. Д. 1906. О юрских и нижнемеловых отложениях Камышинского и Аткарского уездов Саратовской губернии и Астраханско-Саратовской системы дислокаций. Материалы по геологии России, т. 23.

Архангельский А. Д. 1912. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы геологии России, т. 25.

Архангельский А. Д. 1928. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 155.

Архангельский А. Д. 1940. О строении Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 3—4.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11, вып. 4.

Астахова Т. В. 1956. К вопросу о стратиграфическом положении слоев с *Doricranites*. Докл. АН СССР, т. 111, № 5.

Астахова Т. В. 1960. Новые данные о стратиграфии триаса Мангышлака. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отло-

- жений Русской платформы. Том 1. Триасовая система. Тр. ВНИГНИ, вып. 29. М., Гостоптехиздат.
- Ауэрбах И. Б. 1871. Гора Богдо. Зап. Русск. географ. об-ва. по общей географии, т. 4.
- Ахлестина Е. Ф., Востриков А. В., Жидовинов Н. Я., Кармишина Г. И., Курлеев В. И., Седайкин В. М. 1965. Отражения структурного плана в составе и строении плиоценовых отложений Северного Прикаспия. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Багинская Е. Н., Викторов Д. Н. 1965. О развитии структуры юго-восточной части Воронежской антеклизы. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». М., изд-во «Недра».
- Багинская Е. Н., Несмеянов Д. В. 1965. О методике и первых результатах комплексных региональных геофизических исследований в Восточном Предкавказье. В сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». М., изд-во «Недра».
- Байгушева В. С. 1964. Хапровская фауна Ливенцовского песчаного карьера. Бюлл. КЧ АН СССР, № 2.
- Бакин Н. А. 1930. О следах зоны *Mortoniceras inflatum* р. Голой (приток р. Балыклея б. Сталинградский округ). Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 13, вып. 2.
- Бакин Н. А., Шиндяпин И. А. 1935. Результаты геологической съемки, произведенной в окрестностях оз. Эльтон. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 13, вып. 2.
- Банковский В. А. 1950. Литогенетическая классификация известняковых горизонтов продуктивного карбона Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 74, № 4.
- Банковский В. А. 1952. Об интрузивных основных породах на юго-востоке Донбасса. Докл. АН УССР, № 1.
- Банковский В. А., Редичкин Н. А. 1955. Швагериновый горизонт на северо-востоке Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 104, № 3.
- Банковский В. А., Редичкин Н. А. 1959. Известняково-доломитовая толща на северо-восточной окраине Донецкого бассейна. Геологический журнал АН УССР, т. 19, вып. 3.
- Баранов И. Я., Усков В. М., Джумайло В. И., Лебедько Г. И. 1964. Результаты изучения докембрия юго-западной части Ростовской области. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Барышникова В. И. 1956. Стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений бассейна среднего течения Дона по распространению фораминифер. Тр. Всес. совещ. по разраб. унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
- Барышникова В. И. 1958. Стратиграфическое значение фораминифер верхнемеловых отложений Поволжья и бассейна Дона. Тр. научн. конфер. по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. Изд-во Саратовского ун-та.
- Барышникова В. И., Иванова А. Н., Морозов Н. С., Хабарова Т. Н. 1961. Стратиграфия верхнемеловых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Т. 3. Меловая система. Тр. ВНИГНИ, вып. 29. М., Гостоптехиздат.
- Батурина В. П. 1947. Происхождение пород кепрока соляных куполов. «Советская геология», № 18.
- Баярунас М. В. 1936. Возраст слоев с *Doricranites*. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Бегун Д. Г., Бобух В. А., Васильев В. Г., Косоротов С. П., Погребнов Н. И., Ступаков В. П., Токмачев Б. Р., Федоров Д. Л. 1966. Нефтегазоносность и основные направления направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в Волго-Донском регионе. М., изд-во «Недра».
- Белевцев Я. Н. 1965. Особенности металлогении докембрийских щитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Беляева М. М. 1962. К вопросу о стратиграфии палеогеновых отложений в южной части Ростовской области. Сб. «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Беляева М. М. 1965. О датских отложениях в бассейнах Нижнего Дона и Нижней Волги. Сб. «Геол. строение и полезн. ископ. Волго-Донского региона». Изд-во Ростовского ун-та.
- Блом Г. И. 1966. О тананьковской свите юго-востока Русской платформы. «Советская геология», № 2.

- Блинов В. А., Дюбюк К. А., Кузьмина Л. С., Одокий В. Н. 1963. О концентрации титана в вулканогенно-осадочных образованиях ястребовского горизонта на юге Воронежской области. «Геология рудных месторождений», № 1.
- Боброва О. А. 1939. Танатоценозы хвалынского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 2—3.
- Бобух В. А., Федоров Д. Л. 1964. Некоторые новые данные о геологическом строении юго-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 2. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Богачев В. В. 1903. Степи бассейна Маныча. Изв. Геол. ком-та, т. 22, № 9.
- Богачев В. В. 1910. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1907—1908 гг. Изв. Геол. ком-та, т. 29, № 10.
- Богачев В. В. 1911. Миоценовые отложения г. Новочеркасска. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 12, вып. 3—4.
- Богачев В. В. 1936. Проблема Маныча. Тр. Азербайджанского научн.-исслед. нефтяного ин-та, вып. 31.
- Богачева М. И., Васильев Ю. М., Прошляков Б. К., Чарыгин М. М., Шлейфер А. Г. 1965. Уникальный разрез триаса в Аралсорской сверхглубокой скважине (Прикаспийская впадина). Докл. АН СССР, т. 165, № 3.
- Богданов А. А. 1934. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 12, вып. 3.
- Богданов А. А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). «Советская геология», № 9.
- Богданович А. К. 1965. Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса. В кн. «Фауна, стратиграфия и литология мезо-кайнозойских отложений Краснодарского края». М., изд-во «Недра».
- Бондаренко С. П., Лапкин И. Ю., Шамаев М. И. 1966. Галька каменноугольных известняков в отложениях донецкой перми. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 1.
- Бондарчук В. Г. 1931. Каспийські поклади північносхідного узбережжя Озівського моря. Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського, т. 2.
- Бондарчук В. Г. 1932. Геологический путеводитель по окрестностям г. Таганрога. Тр. II Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 3.
- Бражников Г. А. 1965. Тектоника бортовой зоны Прикаспийской впадины в пределах Волгоградской области. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Бражников Г. А., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б. 1959. О палеогеновых отложениях Нижнего Поволжья. Бюлл. МОИП, т. 34, отд. геол., вып. 3.
- Бражников Г. А., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б., Абраменкова Н. В. 1960. Неогеновые отложения Поволжья. Сб. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР». М., изд-во АН СССР.
- Бражников Г. А., Ларин А. П., Кныр Л. Г., Пескова А. Я., Сидоров В. И. 1962. История и условия формирования локальных поднятий Волгоградской области. Сб. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат.
- Бражников Г. А., Воронков А. В., Салов Ю. А., Ларин А. П., Кныр Л. Г., Лангборт А. Г. 1965. Тектоническое районирование Волгоградской области. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИГГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».
- Бражников Г. А., Салов Ю. А., Мушникова З. Ф., Фоменко И. Р., Пескова А. Я. 1965. Структурный план западной окраины Прикаспийской впадины. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИГГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».
- Брицына М. И. 1954. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 62.
- Брод И. О. 1945. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 49, № 7.
- Брод И. О. 1959. Геологическая оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья. Сб. «Перспективы нефтегазоносности Северного Кавказа и Предкавказья». М., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Несмеянов Д. В., Пастернак М. И., Файнгерш Л. А. 1962. Техническая характеристика западной части Прикаспийской солянокупольной области в связи с перспективами нефтегазоносности. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР (Закаспий и Северный Прикаспий)». Тр. Комплексной южной геол. экспедиции, вып. 8. М., Гостоптехиздат.

Брод И. О., Несмеянов Д. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1962. Об основных структурных элементах юго-западной части Северо-Каспийского нефтегазового бассейна (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности). Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат.

Брынза Н. Ф., Коган В. Д., Тхоржевский С. А., Черняков А. М. 1966. Нижняя пермь — индикатор тектонического развития Днепровского грабена. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Бурштар М. С. 1960а. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. Л. Гостоптехиздат.

Бурштар М. С. 1960б. Геотектоническое районирование и оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья. «Геологическое строение и нефтегазоносность Северного Предкавказья». Тр. ВНИГНИ, вып. 32. М., Гостоптехиздат.

Буряк В. Н. 1965. О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья. В кн. «Фауна, стратиграфия и литология мезо-кайнозойских отложений Краснодарского края». М., изд-во «Недра».

Бушинский Г. И. 1954. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., изд-во АН СССР.

Варданянц Л. А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., изд-во АН СССР.

Варданянц Л. А., Дубинский А. Я. 1959. Кристаллические породы Азовской антеклизы. Докл. АН СССР, т. 129, № 4.

Василенко В. П., Негадаев-Никонов К. Н. 1954. Нижний палеоцен северо-восточной окраины Донбасса. Докл. АН СССР, т. 97, № 4.

Васильев Г. А. 1953. Воды рек как источник накопления солей в оз. Эльтон. Тр. ВНИИГаллургия, № 28.

Васильев Ю. М., 1961. Антропоген Южного Заволжья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4.

Васильев Ю. М., Федоров П. В. 1961. К вопросу о соотношении морских и континентальных отложений Нижнего и Среднего Поволжья. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Васильев Ю. М., Обрядчиков О. С. 1962. Перспективы газонефтеносности плиоценовых отложений Прикаспийской впадины. М., Гостоптехиздат.

Васильев Ю. М., Федоров П. В. 1965. О стратиграфическом положении верхнеказарских отложений Нижнего Поволжья в единой шкале Каспийской области. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Веселовская М. М. 1963. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Веселовская М. М., Карпов П. А. 1958. Протерозойские образования восточного склона Воронежского массива. Докл. АН СССР, т. 121, № 5.

Веселовская М. М., Иванова З. П., Клевцова А. А. 1962. Стадии формирования осадочных толщ досреднедевонских образований Русской платформы и вопросы их возраста. Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М., Гостоптехиздат.

Веселовская М. М., Кирсанов В. В. 1962. Об основных породах восточного склона Воронежского выступа. Докл. АН СССР, т. 143, № 2.

Верболюз С. Е. 1952. Выводы из анализа мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна. «Уголь», № 4.

Викторов Д. Н. 1965. О формировании зоны сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ у северной границы Восточного Донбасса. Геология и нефтегазоносность юга СССР. Тр. НИЛНефтегаз, вып. 13. М., изд-во «Недра».

Витенко В. А., Поляк Р. Я. 1963. Северо-Луганская опорная скважина (Луганская область). Опорные скважины СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 223. Л., Гостоптехиздат.

Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С. 1965. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины. «Геотектоника», № 2.

Вронский В. А. 1963. Результаты палинологического анализа четвертичных и верхнеплиоценовых отложений у пос. Зельма Астраханской области. Докл. АН СССР, т. 152, № 4.

Вышемирский В. С. 1951. К петрографии Донского ледникового языка. Уч. зап. Саратов. ун-та, вып. геол., т. 23.

- Габриэлян А. Г., Граблин Е. А., Розанов Л. Н., Салов Ю. А. 1962. Тектоническая схема Волгоградской области. Сб. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». М., Гостоптехиздат.
- Гавриленко О. С. 1963. Миусский геологический район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Галактионов В. Д. 1960. Геология Доно-Волжского междуречья. М., Госэнергоиздат.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1965. Типы структур меловых платформ Евразии. «Геотектоника», № 1.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. 1966. Чехол молодых платформ. В кн. «Тектоника Евразии». Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000. М., изд-во «Наука».
- Гатуев С. А. 1935. О возрасте толщи кварцевых песков Ергеней. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 13, вып. 3.
- Герасимов И. П., Доскач А. Г. 1937. Геоморфологический очерк сыртовой части Заволжья. Тр. Комиссии по ирригации, вып. 7.
- Глушенко Н. В., Иванов В. К. 1964. К сопоставлению преддонецкой и донецкой перми. «Вопросы развития газовой промышленности Украинской ССР», сб. 2, Геология. М., изд-во «Недра».
- Глушенко Н. В., Иванов В. К., Лапкин И. Ю., Подоба Б. Г., Редичкин Н. А. 1964. Опорный разрез пермских отложений юга Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 2.
- Голов А. А., Соловьев Б. А. 1965. О генетических типах соляных структур в Прикаспийской впадине и перспективах их нефтегазоносности. «Геология нефти и газа», № 4.
- Голынец Ф. Ф. 1932. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 7.
- Голынец Ф. Ф. 1935. Калмыцко-Сальские степи. Сб. «Природные газы СССР». М.—Л., Географгиздат.
- Горелов С. К. 1957. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 73, вып. 19.
- Горецкий Г. И. 1948. Новые стоянки конца неолита и эпохи бронзы на террасах Нижнего Дона и Маныча как геологические документы. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 80, вып. 5.
- Горецкий Г. И. 1952. Следы палеолита и мезолита в Нижнем Подонье. «Советская археология», т. 16.
- Горецкий Г. И. 1953. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларско-гирканский и буртасский века. «Вопросы географии», сб. 33.
- Горецкий Г. И. 1957. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманычья и Нижнего Придонья. Тр. КИПЧ АН СССР, т. 13.
- Горецкий Г. И. 1959. О возрасте карангатской фазы тирренской трансгрессии. Бюлл. КЧ АН СССР, вып. 23.
- Горецкий Г. И. 1960. Раздел стратиграфии. В кн. «Геология района сооружений Волго-Дона». М., Госэнергоиздат.
- Горецкий Г. И. 1966. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене (аллювий пра-Волги). М., изд-во «Наука».
- Григорович-Березовский Н. А. 1938. К познанию палеогеновой фауны Донбасса. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморского геол. треста, сб. 1. Ростов-на-Дону.
- Григорович-Березовский Н. А. 1939. Материалы к познанию палеогеновой фауны Восточного Донбасса. Палеоценовая фауна в бассейнах рек Калитвы, Калитвенца, Быстрой и Березовой. Материалы Азово-Черноморского геол. управл. по геологии и полезн. ископ., сб. 8. Ростов-на-Дону.
- Гричук В. П. 1954. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и верхнеплиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 61.
- Грищенко М. Н. 1939. Неогеновые и четвертичные террасы бассейна Дона. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 6.
- Грищенко М. Н. 1952. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3.
- Грищенко М. Н. 1957. Корреляция четвертичных отложений бассейна Дона и Волги. Тр. КИЧП АН СССР, т. 13.
- Грищенко М. Н. 1961а. Материалы к характеристике ледниковых отложений Донского ледникового языка. Научн. зап. Воронеж. лесотехн. ин-та, т. 24.
- Грищенко М. Н. 1961б. Стратиграфия покровных лёссовидных суглинков бассейна Верхнего Дона. Материалы Всес. совещ. по изучению четверт. периода, т. 2.

- Грищенко М. Н. 1965. Стратиграфия неогена Окско-Донской низменности и его сопоставление с восточными районами Европейской части СССР. Тезисы докладов к казанскому совещанию по неогену. Казань.
- Громов В. И. 1935. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья. Тр. КИЧП АН СССР, т. 4, вып. 2.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 64, геол. серия, № 17.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И. 1965. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии. Сб. «Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии». М., изд-во «Наука».
- Дашевская О. В. 1940. О бакинском ярусе восточной части Апшеронского полуострова. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 26, № 3.
- Демин В. М. 1956. К вопросу о стратиграфии пестроцветных отложений района Донской Луки. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 33, № 6. Ростов-на-Дону.
- Демин В. М. 1957. Материалы к изучению верхнепермских и нижнетриасовых пестроцветов северо-восточной окраины Большого Донбасса и прилегающих с севера областей. Уч. зап. Ростова ун-та, т. 48, вып. 1.
- Демин В. М. 1958. К стратиграфии перми Северо-Восточного Донбасса. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 53. Тр. геол.-географ. ф-та, вып. 9.
- Демин В. М. 1959. Стратиграфия пестроцветов Донской Луки. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 44. Тр. геол.-географ. ф-та, вып. 8.
- Демин В. М. 1960. О наличии нижнего триаса в приосевых участках погребенного Донецкого складчатого сооружения. Авторефераты науч.-исслед. работ за 1959. Изд-во Ростов. ун-та.
- Дервиз Т. Л. 1959. Юрские и меловые отложения Волго-Уральской нефтеносной области. Тр. ВНИГРИ, вып. 145. Л., Гостоптехиздат.
- Дидковский В. Я., Молякко Г. И. 1965. Стратиграфия неогеновых отложений юга Украинской ССР. «Проблемы стратиграфии кайнозоя». М., изд-во «Недра».
- Дмитриев Н. И. 1948. О возрасте Днепровского и Донского ледниковых языков. Уч. зап. Харьков. ун-та, т. 26.
- Доброхотов М. Н. 1961. Геология докембрия КМА. «Советская геология», № 11.
- Долицкий В. А., Долицкая И. В., Мовшович Э. Б. 1961. Перспективы нефтегазности площади Песчаной (Калмыцкая АССР). Изв. вузов, «Нефть и газ», № 5. Баку, изд-во Азерб. ин-та нефти и химии им. А. Азизбекова.
- Дорофеев Н. И. 1956. Плейстоценовые флоры нижней Волги и Ахтубы. «Ботанический журнал», т. 41, № 6.
- Дорофеев Н. И. 1958. Некоторые итоги изучения плейстоценовых флор юго-востока Европейской части СССР. Бюлл. КЧ АН СССР, № 22.
- Дубинский А. Я. 1956а. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна. Материалы по геологии Европейской территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14. М., Госгеолтехиздат.
- Дубинский А. Я. 1956б. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. Материалы по геологии Европейской территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14, М., Госгеолтехиздат.
- Дубинский А. Я. 1958. Большедонбасско-Предкавказская складчатая область и эпипалеозойская платформа юга Европейской части СССР. «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат.
- Дубинский А. Я. 1961. О верхнепермских-нижнетриасовых отложениях Восточного Предкавказья и Западного Прикаспия. Информационный сб. ВСЕГЕИ, № 43.
- Дубинский А. Я. 1963. Верхнепалеозойские отложения восточного продолжения Донецкого бассейна и Предкавказья. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Дубинский А. Я., Дюков А. И. 1964. К вопросу о северном обрамлении Донецкого авлакогена. «Советская геология», № 5.
- Дуброво И. А., Алексеев М. Н. 1964. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья. Бюлл. КЧ АН СССР, № 29.
- Египко О. И. 1966. К вопросу о возрасте, генезисе и металлогенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антеклизы. Тр. Третьего совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та.
- Егоров А. И. 1957. Формирование угольных залежей в Урало-Эмбенской сыльно-купольной области. «Разведка и охрана недр», № 1.

Егоян В. Л., Ермаков В. А., Кийко К. И. 1961. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе юго-западного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 138, № 6.

Ефремов И. А., Вьюшков Б. П. 1955. Каталог месторождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. Тр. ПИН АН СССР, вып. 46. М., изд-во АН СССР.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. 1959. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Тр. Геол. ин-та АН СССР, ч. 1, вып. 15.

Жидовинов Н. Я., Романов А. А. 1960. О стратиграфии четвертичных отложений Волго-Иловлинского и южной части Волго-Донского междуречий. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 74.

Жидовинов Н. Я., Курлаев В. И. 1964. Верхнеплиоценовые отложения Астраханской области и Калмыцкой АССР. В кн. «Плиоценовые отложения Прикаспийской впадины». Изд-во Саратовского ун-та.

Жищенко Б. П. 1953. К вопросу об унифицированной схеме третичных отложений Русской платформы. Тр. Ин-та геохимии АН СССР, т. 9.

Жищенко Б. П. 1958. Принципы стратиграфии и унифицированная схема кайнозой Северного Кавказа и смежных областей. М., Гостоптехиздат.

Жищенко Б. П. 1964а. К вопросу о стратиграфии и объеме нижнего миоцена. «Советская геология», № 4.

Жищенко Б. П. 1964б. Стратиграфия и объем среднего миоцена. «Советская геология», № 5.

Жуков М. М. 1935а. Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней. Тр. ВИМС, вып. 84.

Жуков М. М. 1935б. К стратиграфии каспийских отложений Низового Поволжья. Тр. КИЧП АН СССР, т. 4, вып. 2.

Жуков М. М. 1936. Четвертичные отложения Низового Поволжья. Тр. МГРИ, т. 1.

Жуков М. М. 1937. Геоморфология Северо-Западного Прикаспия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15, вып. 3.

Жуков М. М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. «Проблемы Западного Казахстана», т. 2. М., изд-во АН СССР.

Журавлев В. С. 1963. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.

Журавлев В. С. 1966. Сравнительный анализ структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской и Польско-Германской впадинах. Сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Киев, изд-во «Наукова думка».

Жутеева Д. С. 1964. Глинистые минералы нижнетриасовых отложений среднего течения Дона. Рентгенография минерального сырья, сб. 4, М., изд-во «Недра».

Жутеева Д. С., Киреев Ф. А. 1964. Глинистые минералы нижнетриасовых отложений горы Большое Богдо (Волгоградское Заволжье). В сб. «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», изд-во Саратовского ун-та.

Забелина Т. М., Мовшович Э. Б. 1963. Стратиграфия верхнемеловых отложений Астраханского Прикаспия. «Палеонтология и стратиграфия нефтегазоносных областей СССР». М., изд-во АН СССР.

Замаренов А. К. 1962. Верхний палеозой Актюбинского Приуралья. Алма-Ата, изд-во АН Казахской ССР.

Засимович В. Б., Ключников М. М., Носовский М. Ф. 1963. Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформеної частини УРСР. «Геологічний журнал», т. 23, вип. 6.

Зиновьев Н. С. 1963. Некоторые новые данные по стратиграфии юрских отложений оз. Эльтон. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 4.

Зубкович М. Е. 1960. Конхилиофауна Поволжского палеогена как основа сопоставления поволжских, украинских и крымских разрезов. Сб. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР». М., изд-во АН СССР.

Иванова И. К., Попов Г. И. 1961. Новые данные о возрасте высоких днестровских террас в связи с находками фауны моллюсков. Докл. АН СССР, т. 136, № 6.

Иванова И. К., Праслов Н. Д. 1963. О находке мустьерского нуклеуса на северном побережье Азовского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 4.

- Иванова А. П., Кальнов К. И., Ласточкина К. И., Макарова И. А., Хабарова Т. Н. 1964. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Астраханской области и прилегающих районов Калмыцкой АССР. Тр. НВНИИГГ, вып. 1, М., изд-во «Недра».
- Ищенко Г. А. 1965. Девонская флора Большого Донбасса. АН УССР. Киев, изд-во «Наукова думка».
- Кавеев Т. С. 1954. К вопросу о происхождении лёссов на междуречье Дон — Маныч и Ергенях. Докл. АН СССР, т. 95, вып. 2.
- Казаков М. П. 1939. Литология и генезис покровных образований Донского ледникового языка. Тр. Советской секции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 4.
- Казаков М. П. 1959. Покровные образования Донского ледникового языка. В сб. «Вопросы геологии нефти и газа». Тр. МИНХиГП, вып. 25.
- Казакова В. П., Леонов Г. П. 1961. К вопросу о стратиграфическом положении и возрасте так называемых «конкофоровых слоев Северных Ергеней». Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 2.
- Казанцев О. Д., Хлыстова Е. Н., Найдис Л. М. 1962. Особенности строения кристаллического фундамента Волгоградского Поволжья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности терригенного девона. «Геология нефти и газа», № 12.
- Каляев Г. И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, изд-во «Наукова думка».
- Камышева-Елпатьевская В. Г. 1938. О верхнеюрских аммонитах окрестностей оз. Эльтон. Тр. НИИГеологии Саратов. ун-та, т. 2, вып. 2—4.
- Каптаренко-Черноусова О. К. 1959. Фораминиферы юрских отложений, Днепровьско-Донецкой западины. Тр. інту геол. наук АН УРСР. Серия стратиграфии і палеонтології, вып. 15.
- Карандеева М. В. 1952а. Вопросы палеогеографии западной части Прикаспийской низменности. Уч. зап. МГУ, серия геогр., т. 5, вып. 160.
- Карандеева М. В. 1952б. Геоморфология западной части Прикаспийской низменности. Уч. зап. МГУ, серия геогр., т. 5, вып. 160.
- Карандеева М. В. 1957. Геоморфология Европейской части СССР. Изд-во МГУ.
- Карпинский А. П. 1939. О породах, пройденных глубокой буровой скважиной в Таганроге. Собрание сочинений, т. 2. М., изд-во АН СССР.
- Карпов П. А. 1959а. Девонские отложения Сталинградской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 4.
- Карпов П. А. 1959б. Среднедевонские и подстилающие их отложения Волгоградской правобережья. Тр. ВНИГНИ, вып. 19. М., Гостоптехиздат.
- Карпов П. А. 1961. К вопросу о палеоклиматах и выделении формации девонского возраста на юге Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 140, № 3.
- Карпов П. А. 1962. Связь тектонических движений с осадконакоплением в девонский период на территории Волгоградской области. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Гостоптехиздат.
- Карпов П. А. 1963. К палеогеографии времени образования верхнефранских пористых и кавернозных карбонатных пород Волгоградской области. Докл. АН СССР, т. 149, № 1.
- Карпов П. А. 1964. Влияние глубины залегания на коллекторские свойства терригенных пород девона Волгоградской области. Тр. ВНИИГГ, вып. 3, «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области», изд-во «Недра».
- Карпов П. А. 1965. История восточной части Воронежской антеклизы в девоне. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 2.
- Карпов П. А., Нечаева М. А., Ляшенко А. И., Шевченко В. И. 1959. Брахиоподы уральского типа в девонских отложениях Сталинградской области. Докл. АН СССР, т. 123, № 2.
- Карпов П. А., Котельников В. М., Багов Л. С., Васильев С. И., Синяговский И. Н., Шевченко В. И. 1961. Девонские отложения северной части Терсинской впадины. «Новости нефтяной и газовой техники», серия геол., № 7.
- Карпов П. А., Назаренко А. М., Нечаева М. А., Шевченко В. И. 1962. Стратиграфия девонских отложений Доно-Медведицкого вала и Терсинской депрессии. В сб. «Геол. строение и нефтегазоносность Волгоградской области». Тр. ВНИИГГ, вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Карпов П. А., Шевченко В. И., Нечаева М. А. 1962. Стратиграфия девонских отложений Волгоградской области по новым данным. Стратиграфические схемы палеозойских отложений. М., Гостоптехиздат.

Касаткин Д. П., Комиссарчик Б. С., Троянский В. Т., Цведель Ю. Л., Шарапова Л. В., Юрченко В. И. 1964. Методика и результаты региональных геофизических работ в юго-западной части Прикаспийской впадины. Сб. «Бортовая зона Прикаспийской впадины». Саратов.

Кипарисова Л. Д., Курбатов В. С. 1952. О наличии триасовых отложений в Туаркыре. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Киреева Г. Д. 1951. Стратиграфическое положение московского яруса в разрезе Донецкого бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 3.

Киреева Г. Д. 1962. История развития северных окраин Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины в нижнем и среднем карбоне. Тр. ВНИИГаз, вып. 14 (22). М., Гостоптехиздат.

Киреева Г. Д., Максимова С. В. 1959. Фациальные изменения известняков Донецкого бассейна. Тр. ВНИИГаз, вып. 4. М., Гостоптехиздат.

Киреева Г. Д., Ступаков В. П. 1959. О распространении и условиях залегания нижнепермских отложений Северо-Восточного Донбасса. «Геология нефти и газа», № 12.

Кичапов А. П. 1938. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых и нижнетретичных отложений северо-восточной окраины Донецкого бассейна. Материалы Азово-Черноморского геол. управл. по геологии и полезн. ископ., сб. 7. Ростов-на-Дону.

Кобилев А. Г. 1938. Литологическая характеристика свит C_2^4 и C_2^5 юго-восточного сектора Большого Донбасса. Материалы Азово-Черноморского геол. управл. по геологии и полезн. ископ., сб. 6. Ростов-на-Дону.

Кобилев А. Г. 1939. О минералогическом составе осадочных толщ юго-восточного сектора Большого Донбасса. Материалы Азово-Черноморского геол. управл. по геологии и полезн. ископ., сб. 8. Ростов-на-Дону.

Кобилев А. Г. 1958. О новом методе геологического изучения угленосной формации Донецкого бассейна (фациально-фазовый анализ). Тр. Новочеркасского политехн. ин-та, т. 36—56. Ростиздат.

Кобилев А. Г. 1963. Опыт приложения фациального анализа к угленосной формации Донецкого бассейна. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 7.

Ковда В. А., Лебедев Н. И. 1933. К новейшей истории Каспийской равнины. Докл. АН СССР, серия А, № 1.

Кожевников А. В. 1959. К истории формирования долины р. Волги. В кн. «Опыт и методика изучения геоморфологических и инженерно-геол. условий крупных водохранилищ». Изд-во МГУ.

Кожевников И. И. 1960. Направление региональных геологических исследований в районах Прикаспийской впадины и ее обрамления. Тр. Союзной геологопоисковой конторы Главгаза, вып. 1.

Козленко С. П., Колесник А. П., Машкович К. А., Храмой А. И., Эздриин М. Б. 1965. Перспективы выявления новых нефтегазоносных зон в северозападных районах Прикаспийской впадины и план региональных геолого-геофизических работ. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».

Колбин М. Ф., Пимбургская М. И. 1955а. Авальцим в осадочных породах горы Большое Богдо. Докл. АН СССР, т. 100, № 1.

Колбин М. Ф., Пимбургская М. И. 1955б. Галенит в триасовых отложениях горы Большое Богдо. Зап. Всес. минер. об-ва, т. 84, № 2.

Колесник С. В. 1946. Северный Кавказ и Нижний Дон. М., изд-во АН СССР.

Колтыпин С. Н. 1961. Нижнемеловые отложения Прикаспийской впадины. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 3. Меловая система. Тр. ВНИГНИ, вып. 29. М., Гостоптехиздат.

Кондратьева М. Г., Енгуразов И. И. 1951. Девонские отложения Саратовского Поволжья. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Коненков Д. М. 1946. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины р. Дон. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, вып. 1.

Кононов Ю. С. 1961. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. 4.

Конюхов И. А. 1957. Литологические особенности нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. «Цветская геология», № 57.

Копелиович А. В., Лапкин И. Ю., Темин Л. С. 1955. О Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 105, № 3.

Копелиович А. В., Эвентов Я. С. 1956. Пермские отложения Астрахани. Докл. АН СССР, т. 106, № 2.

- Коптелова С. Н. 1958а. О периодичности осадконакопления в Манычском проливе (четвертичная и плиоценовая история). Докл. АН СССР, т. 120, № 1.
- Кореневский С. М., Урусов А. В., Кольцова В. В. 1964. Новые данные о калиеносности кунгура в западной части Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали. «Литология и полезные ископаемые», № 4.
- Кохановский П. П. 1955. О новых находках изверженных пород в юго-восточной части Большого Донбасса. Уч. зап. Ростов. ун-та, вып. 6, т. 33.
- Краснов А. Н. 1911. Зачатки третичной флоры юга России. Тр. Харьков. об-ва естествоисп., т. 14. Харьков.
- Кричевский Г. Н. 1963. Особенности строения межкупольных зон Прикаспийской впадины в связи с поисками крупных месторождений газа в надсолевом комплексе. Научно-технический сб. по геологии, разработке и транспортировке природного газа, вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Крокос В. И. 1937. Стратиграфия четвертичных отложений юго-западной части Донского ледникового языка. Докл. АН СССР, т. 24 (9), № 4—5.
- Крылов Н. А. 1959. Условия формирования Садовско-Сарпинской группы структур. Тр. МИНХиГП, вып. 25.
- Кузнецов С. С. 1946. О геоморфологии нефтегазоносных земель правобережного саратовского Поволжья. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 78, вып. 4.
- Куликовский В. К., Бутурлинов Н. В. 1963. Вулканизм. Донбасс. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.
- Курлаев В. П. 1951. О возрасте Хоперского горизонта. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 28.
- Лазарев В. С. 1965. Типоморфные разности терригенных пород, выделяемых по ядрам буровых скважин, и закономерности их напластования в разрезах угленосной толщи Донбасса. Докл. (тезисы) XVI науч. конференции горно-геол. факультета Новочеркасского политехнического ин-та. Новочеркасск.
- Лазарева Е. П. 1956. Стратиграфия третичных отложений северо-восточной окраины Донбасса. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 34, вып. 7.
- Лапинская Т. А. 1962. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и их распространенность. Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. Тр. МИНХиГП, вып. 38.
- Лапкин И. Ю. 1961. Нижняя пермь юга Русской платформы. Материалы по геологии и газосности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд-во Харьковского ун-та.
- Лапкин И. Ю. 1964. Сопоставление нижней перми юга Русской платформы, Западной Европы и Кавказа. В сб. «Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биogeографических провинций». Межд. ГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16а. М., изд-во «Недра».
- Лапкин И. Ю. 1965. О раннепермском Предмугоджарском прогибе. Докл. АН СССР, т. 161, № 5.
- Лацкова В. Е. 1961. Стратиграфия, литология и фации нижнепермских отложений Саратовско-Волгоградского Поволжья. Материалы по геологии и газосности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд-во Харьковского ун-та.
- Лацкова В. Е. 1962. Перерывы в осадконакоплении в пермских отложениях Саратовско-Волгоградского Поволжья и проблема корреляции разрезов. В кн. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система». М., Гостоптехиздат.
- Лебедева Н. А. 1965. Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в антропогене Приазовья. Сб. «Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих». Изд-во «Наука».
- Лебедев Т. С., Собакарь Г. Т. 1962. Тектоника северо-восточного Приазовья. Изд-во АН УССР.
- Лебедько Г. И., Усков М. В. 1965. К вопросу о строении и составе фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Докл. АН СССР, т. 164, № 4.
- Левенштейн Л. М. 1963. Анализ изменения мощности каменноугольных отложений. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», ч. 1. Донецкий бассейн. М., Госгеолтехиздат.
- Левитон М. Е., Музыченко Н. М. 1961. Тектоника меловых отложений Северо-Западного Прикаспия. «Новости нефтяной и газовой техники», серия геол., № 6.
- Лейе Н. А., Борисенко Ю. А. 1965. К вопросу об условиях осадконакопления и мощностях верхнепалеозойских отложений северо-западной части Донбасса. В кн. «Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование», т. VI. Геология и полезные ископаемые. Изд-во «Недра».

- Леонов Г. П. 1936. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношения с соответствующими образованиями бассейнов рек Дона и Днепра. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. 4.
- Леонов Г. П. 1939. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона. Уч. зап. МГУ, Геология, вып. 26, т. 1.
- Леонов Г. П. 1961. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Вестн. МГУ, № 1.
- Леонов Г. П., Алимарина В. П. 1964. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. Изд-во МГУ.
- Леонов Г. П., Алимарина В. П., Кочерьянц С. В., Фролов В. Т. 1965. О некоторых вопросах стратиграфии палеогеновых отложений Южных Ергеней. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Тр. НИЛНефтегаз, вып. 13. М., изд-во «Недра».
- Лисицын К. И. 1914. Материалы к изучению послетретичных отложений Донской области. Материалы по естественноисторическому обследованию района деятельности Доно-Кубано-Терского об-ва сельского хозяйства, вып. 1.
- Лисицын К. И. 1922. Разрезы послетретичных отложений на пространстве Таганрог — Мариуполь. Изв. Донского политехн. ин-та, т. 8.
- Лисицын К. И. 1925. Геологические условия предполагаемой трассы канала в дельте Дона и у южного берега Таганрогского залива. Сб. «Водная магистраль Волга — Дон — Азовское море», вып. 3. Ростов-на-Дону.
- Лисицын К. И. 1932. К строению долины р. Маныча. Тр. II Международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 3.
- Лихарев Б. К. 1928. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 61 (северная и северо-восточная часть листа). Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 161.
- Логвиненко Н. В. 1953. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Изд-во Харьковского ун-та.
- Логвиненко Н. В. 1959. О характере изменений каменноугольных пород в юго-восточном секторе Большого Донбасса. Докл. АН СССР, т. 126, № 3.
- Лоджевский И. Г. 1959. Результаты разведочных работ треста Союзнефтегазразведка в Астраханской и Ростовской областях. Сб. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Лодочников В. Н. 1927. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Изв. Геол. ком-та, т. 46, вып. 1.
- Лопатников М. И. 1961. Некоторые вопросы палеогеографии бассейна Среднего Дона в неогене и в четвертичное время. Материалы Всес. совещ. по изучению четверт. периода, т. 2.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1956. Материалы по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений северной ветви Доно-Медведицких поднятий. Тр. ВАГТ, вып. 2.
- Лупарев Н. И. 1957. Стратиграфия континентальных верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Центрального Предкавказья. Тезисы докл. Всес. междувед. совещ. по изучению четверт. периода (секции Карпат, Крыма и Кавказа), М.
- Ляхова Н. Г., Никитин С. И. 1958. Рельеф. В кн. «Сталинградская область» (физико-географический и экономо-географический обзор). Сталинградское книжное изд-во.
- Мазарович А. Н. 1923. Среднеюрские отложения бассейна р. Иловли. Вестн. Московской горной академии, т. 2.
- Мазарович А. Н. 1926. Основные черты строения северной оконечности Доно-Медведицкого вала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 6, вып. 1—2.
- Мазарович А. Н. 1927. Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья. «Землеведение», кн. 3—4, т. 29, М.—Л.
- Мазарович А. Н. 1930. Основные черты истории рельефа Высокого Заволжья. «Землеведение», т. 32, вып. 1—2.
- Мазарович А. Н. 1939. О триасе горы Богдо. Уч. зап. МГУ, вып. 26, Геология, кн. 1.
- Маловицкий Я. П. 1960. Геологическое строение и история геологического развития Доно-Донецких степей. В кн. «Геология нефтегазоносных районов СССР». Тр. МИНХиГП, вып. 2. М., Гостоптехиздат.
- Маловицкий Я. П., Судариков Ю. А. 1959. Некоторые черты тектоники и геологической истории Чирско-Донского междуречья. «Советская геология», № 3.
- Мальцева А. К. 1960. Литолого-фациальная характеристика, коллекторские свойства и битуминозность палеогеновых отложений центрального и восточного Предкавказья. Тр. МИНХиГП, вып. 27. М., Гостоптехиздат.

- Маркевич В. П. 1954. Дислокации Баскунчакского озера и его окрестностей. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 3.
- Масляев Г. А. 1954. Новые данные по геоморфологии и новейшей тектонике Южных Ергеней. Докл. АН СССР, т. 99, № 4.
- Масляев Г. А. 1959. Тектоника северной части Понто-Каспийской области по данным аэрогеоморфологии. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, вып. 8.
- Масляев Г. А. 1964. О блоковом строении фундамента Предкавказья. Сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». Изд-во Недр.
- Мацкевич М. М. 1964. О стратиграфии среднеюрских отложений северных районов Восточного Предкавказья и вала Карпинского. Сб. «Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья». Тр. ГрозНИИ, вып. 17. М., изд-во «Недра».
- Мельникова А. С., Гогина Е. А., Никитина Г. П., Морозова Р. И. 1962. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений Волгоградской области. Тр. ВНИИНГ, вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Мельникова А. С., Лаврентьева В. С. 1962. О границе между нижним и средним карбоном Волгоградского Поволжья. Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Каменноугольная система. М., Гостоптехиздат.
- Мерзленко Ю. Ф., Мирзоев Д. А., Мовшович Э. Б. 1962. Нижнемеловые отложения Прикумской нефтегазоносной области и северо-западного Прикаспия. «Новости нефтяной газовой техники», серия геол., № 4.
- Мефферт Б. Ф. 1918. Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе. Изв. Геол. ком-та, т. 37, № 3 и 4.
- Мещеряков Ю. А. 1953. Новейшая тектоника Среднего Прикаспия. В кн. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». Изд-во АН СССР.
- Мещеряков Ю. А. 1957. Новейшая тектоника Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья по данным структурно-геоморфологического анализа. Тр. КИЧП АН СССР, т. 13.
- Милановский Е. В. 1930. Геология Волго-Донского водораздела. Изд. Управления главного инженерного строительства Волго-Дона, вып. 3. Ростов-на-Дону.
- Милановский Е. В. 1932. Геологический путеводитель по Волге от Сталинграда до Саратова. Путеводитель экскурсий II четвертичной геол. конференции. М.—Л., Георазведиздат.
- Милановский Е. В. 1935. Очерк геологических условий в районе основных сооружений Доно-Волжского комплекса. Тр. Первой Азово-Черноморской краевой геол. конференции, т. 4.
- Милановский Е. В. 1940. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат.
- Мирчинк М. Ф. 1936. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 1.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1961. О Манычско-Каратауском грабене. Докл. АН СССР, т. 141, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Летавин А. И., Маловицкий Я. П., Савельева Л. И. 1962. К вопросу о составе и строении фундамента Азовского выступа. Докл. АН СССР, т. 146, № 1.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1963. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат.
- Мовшович Е. В. 1964. Новые данные по геологии пермских и триасовых отложений юга Русской платформы (в пределах бассейнов Нижнего Дона и Нижней Волги). Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Мовшович Е. В. 1965а. К вопросу о возрасте и строении доюрской толщи Приастрханского района. Сб. «Геол. строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона». Изд-во Ростовского ун-та.
- Мовшович Е. В. 1965б. Новые данные по геологии пермских и триасовых отложений в бортовой зоне Прикаспийской впадины (Калмыцкая АССР и Астраханская область). Сб. «Региональные геологогеофиз. исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Мовшович Е. В. 1966. Структурно-фациальные особенности пермских и триасовых отложений восточной части Преддонецкого прогиба. В кн. «Вопросы развития газовой промышленности Украинской СССР». Тр. УкрНИГРИ, вып. 2. М., изд-во «Недра».

Мовшович Э. Б. 1963. Стратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов нижнемеловых отложений Астраханского Прикаспия. Сб. «Палеонтология и стратиграфия нефтегазовых областей СССР». М., изд-во АН СССР.

Мовшович Э. Б., Мерзленко Ю. Ф. 1961. Сопоставление нижнемеловых отложений погребенного вала Карпинского и Прикумской нефтегазоносной области. «Новости нефтяной и газовой техники», серия геол., № 6.

Мовшович Э. Б., Безбородов Р. С., Викторов Д. Н., Зубова М. А., Кочарьянц С. Б., Мелик-Пашаева Н. В., Шалухина А. Д. 1965. Черты мезо-кайнозойского этапа геологического развития Волго-Донской территории. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Тр. НИЛНефтегаз, вып. 13. М., изд-во «Недра».

Мовшович Э. Б., Захарова Л. Я., Зубова М. А., Кочарьянц С. Б., Мелик-Пашаева Н. В., Шелухина А. Д. 1965. Основные вопросы корреляции отложений мезозоя и палеогена Волго-Донской территории. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Тр. НИЛНефтегаз, вып. 13. М., изд-во «Недра».

Мордвилко Т. А. 1962. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Изд-во АН СССР.

Морозевич И. А. 1903. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 8.

Морозов В. А. 1955. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия. Уч. зап. Сарат. ун-та, т. 46, вып. геол.

Морозов Н. С. 1956. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений рр. Иловли, Медведицы, Хопра и правобережья Дона. Тр. Всес. совещ. по разраб. унифицир. схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М., Гостоптехиздат.

Морозов Н. С. 1958а. Верхнемеловые отложения Нижнего Поволжья и бассейна среднего течения Дона. Тр. Научн. конфер. по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей. Изд-во Саратовского ун-та.

Морозов Н. С. 1958б. Новые данные по тектонике территории между Восточным Донбассом и Доно-Медведицкими дислокациями. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 5—6.

Морозов Н. С. 1962. Верхнемеловые отложения междуречья Дона и Сев. Донца и южной части Волго-Донского водораздела. Изд-во Саратовского ун-та.

Морозова В. Г. 1960. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., изд-во АН СССР.

Морозова В. Г., Судариков Ю. А. 1959. Керестинская свита верхнего эоцена Сало-Ергенинской возвышенности и ее стратиграфическое значение. Докл. АН СССР, т. 125, № 1.

Москвитин А. И. 1932. Четвертичные отложения окрестностей г. Таганрога. Путеводитель экскурсий II четвертичной геол. конференции. М.—Л., Георазведиздат.

Москвитин А. И. 1950. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Изд-во АН СССР.

Москвитин А. И. 1958. К вопросу о возрасте и происхождении ергенинской толщи. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 6.

Москвитин А. И. 1961. Соотношение надпойменных террас Волги и древних трансгрессий Каспия с оледенениями. Докл. АН СССР, т. 136, № 3.

Москвитин А. И. 1962. Плейстоцен Нижнего Поволжья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 64.

Москвитин А. И. 1965. Плейстоцен Европейской части СССР (критический обзор литературных данных). Тр. ГИН АН СССР, вып. 123.

Музыченко Н. М., Юркевич Т. Я. 1963. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР и сопредельных областей. Том 3. Саратовско-Волгоградское Поволжье. М., Гостоптехиздат.

Муратов М. В. 1946. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области Юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Муратов М. В. 1955. Тектоническая структура и история развития областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Советская геология», № 48.

Муратов М. В. 1956. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. В кн. «Труды совещания по тектонике альпийских геосинклинальных областей Юга СССР». Баку, изд-во АН Азерб. ССР.

- Муратов М. В. 1965. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», № 1.
- Муратов М. В., Немков Г. И. 1960. Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР. В кн. «Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР». М., изд-во АН СССР.
- Муромцев В. С. 1957. Каневский ярус и его значение в сопоставлении разрезов палеогеновых отложений юга Русской платформы. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2.
- Мушенко А. И. 1962. О некоторых особенностях формирования структур юго-восточной части Русской платформы. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат.
- Мушкетов И. В. 1895. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884—1885 гг. Тр. Геол. ком-та, т. 14, № 1.
- Назаренко Д. П. 1934. Находки морского девона в северо-западной окраине Донбасса. Докл. АН СССР, т. 33, № 4.
- Найдин Д. П. 1963. Верхнемеловые отложения Русской платформы. В кн. «Очерки региональной геологии СССР», вып. 5 (Юрские и меловые отложения Русской платформы). Изд-во МГУ.
- Найдин Д. П. 1964. Верхнемеловые белеминиты Русской платформы и сопредельных областей. Изд-во МГУ.
- Наливкин В. Д., Розанов Л. Н., Фотиади Э. Э. 1956. Волго-Уральская область. Тектоника. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 100.
- Наливкин В. Д., Клушин Н. Г., Толстихин И. Н. 1962. Системы разломов востока Русской платформы. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат.
- Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. 1964. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклиального обрамления. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., изд-во «Недра».
- Наливкин В. Д., Форш Н. Н. 1964. Пермский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., изд-во «Недра».
- Невесская А. А. 1965. Позднечетвертичные двухстворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. Тр. ПИН АН СССР, т. 105. М., изд-во «Наука».
- Неволин Н. В., Касаткин Д. П., Киреичев В. Д., Кандинов Н. Н., Левитон М. Е., Ртищев В. Ф., Троицкий В. Н., Дюков А. И. 1965. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы. «Советская геология», № 2.
- Негадаев-Никонов К. Н., Филиппов Д. П. 1955. К геологии и палеогеографии мезо-кайнозоя северо-восточного сектора Большого Донбасса. Уч. зап. Кишинев. ун-та, т. 10, № 1.
- Несмеянов Д. В. 1965. Тектоническое и структурное районирование Волго-Донской территории и прилегающих с юга районов. Сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Тр. НИЛНефтегаз, вып. 13. М., изд-во «Недра».
- Несмеянов Д. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Викторов Д. Н., Багинская Е. Н., Грачевский М. М., Левин Л. Э., Толстой Н. С. 1965. Тектонические и литолого-фациальные предпосылки дальнейших поисков нефтегазовых месторождений в Нижнем Поволжье. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Саратов, изд-во «Коммунист».
- Нечаев А. В. 1897. Фауна эоценовых отложений на Волге, между Саратовом и Царицыном. Тр. об-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. 32, вып. 1.
- Нечаева М. А., Карпов А. А., Наумкина В. С. 1956. Новые данные по стратиграфии и литологии девонских отложений Сталинградской области. Новости нефтяной и газовой техники, серия геол., вып. 2.
- Никитин П. А. 1933. Четвертичные флоры Низового Поволжья. Тр. КИЧП АН СССР, т. 3, вып. 1.
- Никитин П. А., Дорофеев П. И. 1953. Четвертичная флора района г. Новохоперска. Бюлл. КЧ АН СССР, № 17.
- Никитина Г. П. 1962. Обоснование границы между средним и верхним карбоном с учетом развития родов фузулинелла обсолетес. Уч. зап. Сарат. ун-та, вып. геол., т. 74.
- Никитина Г. П. 1964. Детальное расчленение верхнекаменноугольных отложений Волгоградской области по фауне фузулинид и характеристика маркирующих горизонтов. Тр. молодых ученых, вып. геол.-геогр. Изд-во Саратовского ун-та.
- Никитина Ю. П. 1962. Стратиграфия и фации палеогеновых отложений северной части Азово-Кубанской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, вып. 2.

Никитина Ю. П. 1964. Микрофауна майкопских отложений бассейнов Нижнего Дона. Сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Киев, изд-во «Наукова думка».

Никитина Ю. П., Вольпин Г. И. 1959. Куберлинский горизонт палеогеновых отложений Ергеней, Сало-Манычского междуречья и Нижнего Дона. Научн. докл. высшей школы. «Геология», № 1.

Никитина Ю. П., Швембергер Ю. Н. 1963. Палеоцен Азово-Кубанской впадины вала Карпинского и южного склона Воронежской антеклизы. Материалы по геологии и нефтегазосности юга СССР. Тр. ВНИГНИ, вып. 38., М., Гостоптехиздат.

Никитина Ю. П., Швембергер Ю. Н. 1965. К вопросу об аналогах куберлинского и керестинского горизонтов палеогена на Северном Кавказе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 3.

Николаев Н. И. 1953. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья. Сб. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшей тектоники Прикаспийской низменности». М., изд-во АН СССР.

Николаев В. А. 1954. К истории рельефа Сталинградского Поволжья. «Вопросы географии, геоморфологии», сб. 36. Изд. АН СССР.

Николаев В. А. 1957. Нижняя Волга в хвалынского время. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 4.

Николаев Н. И., Броцкий Ю. З., Зубкович М. Е. 1953. Временная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Прикаспия. Сб. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности». М., изд-во АН СССР.

Никольский А. П. 1964. О метаморфизме верхнеаптских пород юго-западной части Русской платформы. Геология и геохронология докембрия. М., изд-во «Наука».

Новик Е. О. 1950. Стратиграфия каменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна на основании флористических материалов. Материалы по стратиграфии и палеонтологии Донбасса. М., Углетехиздат.

Новик Е. О. 1954. Каменноугольная флора восточной части Донецкого бассейна. М., изд-во АН УССР.

Носовский М. Ф. 1962. Пластинчатожаберные карбулевых слоев олигоцена Причерноморской впадины. «Палеонтологический журнал», № 3.

Обидиентова Г. В., Губонина З. П. 1962. О хвалынского веке в пределах Нижнего Поволжья. Сб. «Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала». М., изд-во АН СССР.

Островский А. Б. 1962. О выделении солифлюкционных толщ в пределах Донского языка максимального оледенения Русской равнины. Сб. «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.

Островский А. Б. 1966. О строении переуглублений речных долин на Черноморском побережье Кавказа. Докл. АН СССР, т. 167, № 6.

Оффман П. Е. 1945. К вопросу о структуре и генезисе Саратовских и Доно-Медведицких поднятий. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 1—2.

Павлов А. В. 1901. Геологические исследования в северо-восточной части 75 листа 10-верстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком-та, т. 20.

Павлов А. В. 1902. Геологические исследования в бассейне р. Бузулука к востоку от линии Грязи-Царицинской дороги. Изв. Геол. ком-та, т. 22.

Павлов А. П. 1901. Некоторые данные относительно тектоники бассейна р. Медведицы и Нижней Волги. Бюлл. МОИП, том 1, 2.

Павлов А. П. 1925. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Мемуары Геол. отдела об-ва любителей естествоиспытателей антропологии и этнографии, вып. 5.

Пантелеев Ф. П. 1947а. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. М., Гостоптехиздат.

Пантелеев Ф. П. 1947б. Об открытии нижнетриасовых лабиринтодонтов на Донской Луке. Докл. АН СССР, т. 58, № 9.

Петров П. М. 1936. Некоторые вопросы стратиграфии нижнетретичных отложений Каменского и других районов. «Геология на фронте индустриализации», № 7.

Петрокович Ю. А. 1947. «Ергень-река» (к вопросу о распространении ергенских песков). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 3.

Пиотровский М. В. 1945. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья. Изв. АН СССР, серия геогр., т. 9, № 2.

Платонов Н. Х. 1953а. Основные фазы формирования Павловского кристаллического массива. Докл. АН СССР, т. 91, № 1.

Платонов Н. Х. 1953б. Стратиграфия девонских железистых оолитов Хоперского района. Докл. АН СССР, т. 91, № 1.

Платонов Н. Х. 1957. Коренной выход девонских отложений в среднем течении р. Хопра. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Платонов Н. Х. 1958. Геологическое строение Хоперского района. Изд-во Московского горного ин-та.

Погребнов Н. И. 1965. Региональная тектоника Волго-Донской нефтегазоносной области. Сб. «Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона». Изд-во Ростовского ун-та.

Погребнов Н. И. 1967. О тектоническом строении Северо-Каспийской синеклизы. Материалы геологических исследований на территории Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та.

Подгородниченко В. И. 1959. Стратиграфическое положение границы между третичным и четвертичным периодами и возраст скифских глин. Материалы по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та.

Познер В. М. 1964. Каменноугольный период. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., изд-во «Недра».

Поленова Е. Н., Быкова Е. В. 1955. Фораминиферы, радиолярии и ostracodes девона Волго-Уральской области. Гостоптехиздат.

Полищук В. Д. 1964а. Основные черты геологического строения и история геологического формирования докембрия КМА. В кн. «Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей». Изд-во Воронежского ун-та.

Полищук В. Д. 1964б. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии. Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве. М., изд-во «Наука».

Половинкина Ю. И. 1939. Магматизация и анатексис в гранито-гнейсовом комплексе Криворожья. Тр. XVII сессии Международного геол. конгресса, т. 2.

Попов В. С. 1963. Тектоника Донбасса. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.

Попов В. С., Лапкин И. Ю. 1953. Основные черты строения северной окраины Донецкого бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 3.

Попов Г. И. 1947. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья, сб. 22. М., Госгеоллиздат.

Попов Г. И. 1948а. О возрасте и генезисе скифских глин юга Европейской части СССР. Тр. Новочеркасского политехн. ин-та, т. 17 (31), геол.-развед. часть. Изд-во Новочеркасского политехн. ин-та.

Попов Г. И. 1948б. Танаисские слои древнего Дона. Бюлл. КЧ АН СССР, № 12.

Попов Г. И. 1955. История Маньчжского пролива в связи со стратиграфией Черноморских и Каспийских четвертичных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 2.

Попов Г. И. 1959. Корреляция морских и аллювиальных отложений Эвксинско-Каспийского бассейна по палеонтологическим данным. Тр. 3-ей сессии ВПО.

Попов Г. И. 1961. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 2.

Попов Г. И. 1962а. Методы корреляции континентальных и морских четвертичных отложений внеледниковой области Русской равнины (на примере бассейна р. Дона). Тезисы докл. I научной сессии Северо-Кавказского совета по координации и планированию научн.-исслед. работ. Изд-во Новочеркасского политехн. ин-та.

Попов Г. И. 1962б. О соотношениях континентальных и морских верхнеплиоценовых отложений юга и юго-востока Европейской части СССР в связи с вопросом о нижней границе четвертичного периода. Тр. КИЧП АН СССР, № 20.

Попов Г. И., Грищенко М. Н., Деев Ю. Ф., Терещенко Н. П. 1964. К сводной стратиграфо-генетической схеме четвертичных отложений бассейнов рек Дона и Нижней Волги. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.

Попов Г. И., Константинова Н. А. 1966. О стратиграфическом расчленении и возрасте каспийских отложений Нижнего Дуная. Бюлл. КЧ АН СССР, № 31.

Попов Г. И., Куликова Д. И. 1966. О соотношениях аллювиальных и морских четвертичных отложений Нижнего Поволжья. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.

Пославская Г. Г. 1958. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Медведицко-Иловлинских поднятий. Тр. Науч. конференции по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей. Изд-во Саратовского ун-та.

Пославская Г. Г. 1961. О верхнеготеривских отложениях междуречья Иловли и Медведицы в Сталинградской области. Докл. АН СССР, т. 140, № 3.

Потапов И. И. 1962. О развитии земли. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 6.

Православлев П. А. 1900. К вопросу о характере арало-каспийских образованных Низового Поволжья. Тр. Варшав. об-ва естествоисп. отд. геол., т. 10.

Православлев П. А. 1901. Геологические исследования по правому берегу р. Волги между Камышином и Каменным Яром. Тр. Варшав. об-ва естествоисп. отд. биол., т. 11.

Православлев П. А. 1908а. Бакинские пласты в Низовом Поволжье. Ежегод. по геологии и минералогии России, т. 10, № 1—2.

Православлев П. А. 1908б. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. Ч. 1. Астраханское Заволжье. Тр. Варшав. об-ва естествоисп. отд. биол., т. 19.

Православлев П. А. 1913. Каспийские осадки по р. Уралу. Изв. Донского политехн. ин-та, т. 2.

Православлев П. А. 1918. О значении вертикальных изменений в окраске песчано-глинистых пород в области нижнего течения рек Большого и Малого Узеней. Изв. Академии наук, № 16.

Православлев П. А. 1926. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. Изв. Центр. гидрометеорол. бюро, вып. 6.

Православлев П. А. 1929. Северо-западное побережье Каспия. Изв. Центр. гидрометеорол. бюро, вып. 8.

Православлев П. А. 1930. Террасы балочных систем и флювиогляциальные отложения южной части Ергеней. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 60, вып. 1.

Православлев П. А. 1932а. Геологические исследования в области южных Ергеней в 1929 г. Тр. НГРИ, серия Б, вып. 15.

Православлев П. А. 1934. О новейших движениях земной коры между Нижней Волгой и р. Уралом в связи с изменениями уровня Каспийского моря. «Проблемы Волго-Каспия», т. 2.

Преображенский В. С. 1954. Новейшие и современные тектонические движения Донецкого кряжа. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.

Прокопченко С. Т. 1959. Новые данные об изверженных породах юго-восточной части Донбасса. Материалы по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та.

Путря Ф. С. 1937. К стратиграфии среднего карбона юго-восточной части Большого Донбасса. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморского геол. треста, сб. 1. Ростов-на-Дону.

Путря Ф. С. 1938. Результаты микропалеонтологической обработки керном из буровых скважин района ст. Раздорской на р. Дон. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморского геол. треста, сб. 2. Ростов-на-Дону.

Путря Ф. С. 1939. Материалы к стратиграфии верхнего карбона восточной окраины Донецкого бассейна. Материалы по геологии и полезным ископаемым, Азово-Черноморского геол. упр., сб. 10, Ростов-на-Дону.

Путря Ф. С. 1940. Фораминиферы и стратиграфия верхнекаменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморского геол. упр., сб. 11. Ростов-на-Дону.

Путря Ф. С. 1956. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Восточного Донбасса. В кн. «Микрофауна СССР», сб. 8. М., Госполтехиздат.

Раскатов Г. И. 1967. Неотектоническая структура Воронежской антеклизы. Сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., изд-во «Недра».

Рачковская К. А. 1951. Геологическое строение дельты р. Волги. Тр. Государственного океанографического ин-та, вып. 18 (30).

Редичкин Н. А. 1961. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения на северо-востоке Донецкого бассейна (Преддонецкий прогиб) в пределах Ростовской области. Материалы по геологии и газосодности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд-во Харьк. ун-та.

Редичкин Н. А. 1962. К стратиграфии среднекаменноугольных отложений северо-восточной части Ростовской области. Сб. «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.

Редичкин Н. А. 1963. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона южного склона Воронежского свода. Тезисы докл. научн. геол. конференции Ростовского гос. ун-та. Ростов-на-Дону.

- Редичкин Н. А. 1964. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях на юго-западе Ростовской области. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Резников А. П. 1963. Литологические особенности свиты C_2^4 Миллеровского района. Научн. сообщ. Ростов. гос. ун-та за 1962 г. Ростов-на-Дону.
- Резников А. П. 1964. Эпигенетическая зональность в отложениях среднего карбона Каменско-Миллеровской площади. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. 1962. М., Госгеолтехиздат, 1965.
- Родзянко Г. Н. 1939. Геологические и гидрогеологические исследования в восточной засушливой полосе Ростовской области на территории Заветинского района. Материалы по геологии и полезным ископаемым. Азово-Черноморского геол. упр., сб. 9. Ростов-на-Дону.
- Родзянко Г. Н. 1947. Стратиграфия континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Ергеней. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья, сб. 22. М., Госгеолтехиздат.
- Родзянко Г. Н. 1959а. Геологический очерк Азово-Кубанской впадины и возвышенности Ергеней. В кн. К. Н. Пафенгольца «Геологический очерк Кавказа». Изд. АН АрмССР.
- Родзянко Г. Н. 1959б. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней. Материалы по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та.
- Родзянко Г. Н. 1961а. Западное Предкавказье в неотектоническом этапе. В кн. «Неотектоника СССР», Рига.
- Родзянко Г. Н. 1961б. К вопросу стратиграфии террас р. Кубани и плиоценовых отложений Ергеней и Западного Предкавказья. Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 2. М., изд-во АН СССР.
- Родзянко Г. Н. 1965в. Миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги. Сб. «Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона». Изд-во Ростовского ун-та.
- Розанов Л. Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1965. Основные черты тектонического строения и размещения нефтегазовых месторождений Волго-Уральской области и Нижнего Поволжья. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Розанов Л. Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Левин Л. Э., Сальман Г. Б. 1965. Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы. М., изд-во «Недра».
- Розанов Л. Н., Цыганков А. В., Алешин В. М. 1965. Тектоническое районирование и новейшие движения Нижнего Поволжья. Сб. «Вопросы геологии нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3, М., изд-во «Недра».
- Розентулер А. М. 1959а. О закономерностях угленакопления в карбоне восточной части Донбасса. Материалы по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та.
- Розентулер А. М. 1959б. Продуктивный карбон южного склона Воронежского кристаллического массива. «Советская геология», № 7.
- Розентулер А. М. 1962. Об уточнении синонимии угольных пластов и известняков восточной части Донбасса. Сб. «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья. Изд-во Ростовского ун-та.
- Розентулер А. М. 1963. Анализ фациальных условий осадконакопления в свитах $C_2^3-C_2^7$ платформенного склона восточной части Донбасса. Тезисы докл. научн.-геол. конфер. Ростов. гос. ун-та. Ростов-на-Дону.
- Розентулер А. М. 1964. Основные этапы истории геологического развития платформенного склона восточной части Донбасса в палеозое. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Романов А. А. 1959. Геоморфология Волго-Иловлинского междуречья. Уч. зап. Сарат. ун-та, вып. геол., т. 65.
- Ротай А. П. 1963. Девонская система. Донбасс. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Том 1. М., Госгеолтехиздат.
- Рыков С. П. 1951. К вопросу о стратиграфии мезозойских отложений северной части Донской излучины. Уч. зап. Сарат. ун-та, вып. геол., т. 28.

- Рыков С. П. 1953. К вопросу о возрасте гнилушкинских слоев. Уч. зап. Саратов. ун-та, вып. геол., т. 37.
- Рыков С. П. 1956. Стратиграфическая детализация проблематических образований нижней юры, триаса и перми района Доно-Медведицких дислокаций. Тр. Всес. совещ. по разработке унифицир. схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
- Рыков С. П. 1958. Пестроцветные отложения триаса Сталинградского Поволжья. Науч. конференция по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей. Изд-во Саратовского ун-та. Вольск.
- Рыков С. П. 1959. Нижнепермские отложения Волгоградского Поволжья. Уч. зап. Саратов. ун-та, вып. геол., т. 65.
- Рябченков А. С. 1956. О характере и природе морены Донского ледникового языка. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
- Сазонов Н. Т. 1961. Унифицированная схема стратиграфии юрских отложений Русской платформы (проект). Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Т. 2. Юрская система. Тр. ВНИГНИ, вып. 29, М., Гостоптехиздат.
- Сазонова И. Г. 1957. Нижнемеловые отложения центральной области Русской платформы. В кн. «Геол. строение центр. областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат.
- Сазонова И. Г. 1958. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. Сб. «Мезозойские и триасовые отложения центральной области Русской платформы». М., Гостоптехиздат.
- Сазонова И. Г. 1963. Новые данные по нижней юре Предкавказья. Материалы по геологии и нефтегазоносности юга СССР. Тр. ВНИГНИ, вып. 38. М., Госгеолтехиздат.
- Сайдаковский Л. Я. 1964. Стратиграфическое значение верхнепермских и триасовых остракод Днепровско-Донецкой впадины. Геологический журнал АН УССР, т. 24, вып. 5.
- Самохин А. Ф. 1948. Дон и его притоки. Ростиздат.
- Самойлович В. Л. 1967. Новые данные о геологическом строении юго-западной части Прикаспийской впадины. Материалы геологических исследований на территории Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та.
- Саркисян С. Г., Теодорович Г. И. 1955. Основные черты палеогеографии девонской эпохи Урало-Волжской области. М., изд-во АН СССР.
- Сарычева А. И. 1965. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Волгоградской области. В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».
- Свиридов В. В. 1964. Некоторые новые данные по петрохимическому исследованию изверженных пород Ростовской области. В сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.
- Свиридов В. В., Ефанова В. А., Зеленщикова К. Х. 1965. Новые данные о докембрии южного склона Воронежского массива в районе станции Казанской. «Советская геология», № 5.
- Семенов В. П. 1957. Стратиграфия палеогеновых отложений Чирско-Донского междуречья. Тр. Воронежского ун-та, т. 31.
- Семенов В. П. 1964. Возможные аналоги майкопской свиты среди верхнепалеогеновых отложений Воронежской антеклизы. Сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Киев, изд-во «Наукова думка».
- Семенов В. П. 1965. Палеоген Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та.
- Семенов В. П. 1966. О границе верхнего мела и палеогена на территории Воронежской антеклизы. Тр. Третьего совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж.
- Семенов В. П., Семенова Е. П. 1953. Новые данные об эоценовых отложениях Волгоградского Поволжья. Уч. зап. Саратов. ун-та, т. 37.
- Семенов В. П., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б. 1958. Новые данные по стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценых отложений юго-западной части Волгоградской области. Тр. Воронежского ун-та, т. 48.
- Семихатова С. В. 1929. К стратиграфии каменноугольных отложений правого берега Дона. Изв. Геол. ком-та, т. 8, № 2.
- Семихатова С. В. 1936. Материалы к стратиграфии нижнего и среднего карбона средней части СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 14, вып. 3.
- Семихатова С. В. 1949. Некоторые черты геологической истории района Арчединско-Донских поднятий. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

- Семихатова С. В. 1955. Литологическая и палеонтологическая характеристика отложений, пограничных между девоном и карбоном в южной части Дону-Медведичих поднятий. Докл. АН СССР, т. 102, № 4.
- Семихатова С. В., Сытова В. А. 1951. К стратиграфии и геологической истории девона и карбона на Русской платформе. М., Гостоптехиздат.
- Синцов И. Ф. 1885. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 93. Западная часть. Тр. Геол. ком-та, т. 2, № 2.
- Скороспелова Т. П. 1962. О некоторых закономерностях процесса формирования структуры Волгоградского Поволжья. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат.
- Смирнов А. В. 1960. Нижнетриасовые отложения Волгоградской области. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 1. Триасовая система. Тр. ВНИГНИ, вып. 29. М., Гостоптехиздат.
- Соколов В. Л. 1965. О направлении и выборе объектов поисково-разведочных работ на газ в бортовой зоне Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГТ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Соколов В. Л., Буш Э. А., Кричевский Г. Н., Медведев Н. Ф., Полякова Е. Г. 1965. О структуре подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 162, № 6.
- Соколов В. Л., Кричевский Г. Н. 1966. О перспективах открытия крупных месторождений газа в солянокупольных районах междуречья Волги и Урала. «Геология нефти и газа», № 4.
- Соколов Н. А. 1904. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода. «Почвоведение», вып. 2, 3.
- Соколова Е. И. 1958. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 118. Л., Гостоптехиздат.
- Соколова Е. И., Иванова Е. Н., Егоров И. П. 1961. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность. Тр. ВНИГРИ, вып. 164. Л., Гостоптехиздат.
- Соломатин А. Е. 1960. Меловые отложения платформенной области Восточного Предкавказья. Тр. ГрозНИИ, вып. 8, М., Гостоптехиздат.
- Степанов П. И. 1925. О новой находке изверженной жильной породы в Грушевском районе Донецкого бассейна. Вестн. Геол. ком-та, № 1.
- Степанов П. И., Славянов П. Н. 1914. О новых выходах изверженной породы, встреченных в восточной части Донецкого каменноугольного бассейна. Изв. Геол. ком-та, № 7, вып. 33.
- Степанов П. И., Ротай А. П., Лихарев Б. К., Малявкин А. А. 1937. Геологическое описание Донецкого каменноугольного бассейна. Южная экскурсия (путеводитель). Донбасс. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса. ГОСИНТИ.
- Судариков Ю. А. 1959. Тектоническое строение Сало-Ергенинской возвышенности. Тр. Научн. производственного совещ. по проблемам нефтегазоносности Украины. Изд-во АН УССР.
- Судариков Ю. А. 1962. Эоценовые отложения Северного Прикаспия и Сало-Маньчской гряды. Сб. «Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных областей». Тр. МИНХиГП. М., Гостоптехиздат.
- Судариков Ю. А. 1964. Основные тектонические элементы эпигерцинской платформы Предкавказья. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР». М., изд-во «Недра».
- Темникова Н. С. 1959. Климат Северного Кавказа и прилегающих степей. М., Гидрометеиздат.
- Тер-Григорьянц Л. С. 1964. Фораминиферы майкопских отложений Ставрополья и их стратиграфическое значение. Сб. «Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии». Киев, изд-во «Наукова думка».
- Тер-Григорьянц Л. С., Шуцкая Е. К., Темин Л. С., Печенкина А. П. 1958. Белоглинско-солонский горизонт палеогена Ставрополья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 5.
- Тесленко А. В., Нечаев В. В. 1964. Тектоническая схема акватория Азовского моря. «Советская геология», № 9.
- Тихий В. Н. 1941. Стратиграфия и фации карбона северо-восточных окраин Днепровско-Донецкой впадины. Сб. «Большой Донбасс». М., Госгеолиздат.
- Тихий В. Н. 1964. Девонский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., изд-во «Недра».

Тихомиров С. В. 1959. Некоторые новые данные о девоне юга Донецкого бассейна. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5.

Токмачев Б. Р., Погребнов Н. И., Бобух В. А., Федоров Д. Л., Несмеянов Д. В., Викторов Д. Н., Висковский Ю. А. 1965. Перспективы нефтегазности Волго-Донской территории. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Тр. НИЛНефтегаз, вып. 13, М., изд-во «Недра».

Толстихина М. М. 1952. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М., Госгеолиздат.

Трофимов И. И. 1950. Геологические и гидрогеологические условия сельскохозяйственных мелиораций на междуречье Хопра и Медведицы. Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. 9.

Ульмишек Г. Ф., Хенвин Т. И., Лацкова В. Е., Урусов А. В. 1963. Нижнепермские отложения западной и северной частей Северо-Каспийского нефтегазоносного бассейна. Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы. Тр. НИЛНефтегаз, вып. 10, М., Госстехиздат.

Урусов А. В. 1962а. О возрасте и литологических комплексах сульфатно-карбонатной толщи нижней перми Волгоградского Поволжья. Докл. АН СССР, т. 145, № 2.

Урусов А. В. 1962б. Швагериновый горизонт Волгоградского Поволжья. Докл. АН СССР, т. 145, № 3.

Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В. 1962. Стратиграфическая схема пермских и триасовых отложений Волгоградского Поволжья. «Геол. строение и нефтегазоносность Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 1, М., Госстехиздат.

Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В. 1965. Об открытии рифовых фаций в пермских отложениях Нижнего Поволжья. Докл. АН СССР, т. 160, № 5.

Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В., Григорьев Н. В. 1965. Новые данные по стратиграфии и перспективе нефтегазоносности пермских и триасовых отложений Волгоградской области. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3, М., изд-во «Недра».

Урусов А. В., Сайдаковский Л. Я. 1965. Новые данные о нижнетриасовых отложениях юго-восточного склона Воронежской антеклизы и западной части Прикаспийской синеклизы. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Успенская Н. Ю. 1961. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. «Советская геология», № 3.

Успенская Н. Ю., Тарханов М. И., Мокринский В. В. 1967. О тектонических связях структурных элементов Скифской и Туранской плит в пределах Северного Прикаспия. «Советская геология», № 1.

Федоренко Е. Н. 1965. О солонхой свите и бассейне Нижнего Дона. Сб. «Геол. строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона». Изд-во Ростовского ун-та.

Федоров П. В. 1946а. К стратиграфии каспийских отложений Прибалхашского района. «Советская геология», № 11.

Федоров П. В. 1946б. О четвертичной истории Каспийского моря. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 78, вып. 4.

Федоров П. В. 1952а. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 3.

Федоров П. В. 1952б. О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 35, № 1.

Федоров П. В. 1954. О некоторых вопросах четвертичной истории Каспийского и Черного морей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 5.

Федоров П. В. 1956. О расчленении четвертичных каспийских отложений. Докл. АН СССР, т. 110, № 6.

Федоров П. В. 1961. Четвертичные террасы Черного и Каспийского морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря. Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР, т. 8.

Федоров П. В. 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр. ГИН АН СССР, вып. 88.

Федоров П. В. 1965. Стратиграфическое положение слоев Бабеля и его аналогов в плейстоцене Черноморского бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5.

Федоров П. В., Васильев Ю. И. 1960. О соотношении террас средней Волги с террасами Каспия. Докл. АН СССР, т. 133, № 2.

Федорович Б. А. 1941. Происхождение бэровских бугров Прикаспия. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 1.

- Фивег М. П. 1960. Геологические условия формирования соленосных серий и калийных горизонтов. Изд-во АН СССР.
- Форш Н. Н. 1955. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Тр. ВНИГРИ, вып. 32. М., Гостоптехиздат.
- Фотеева Н. И. 1962. О палеогеографическом и структурно-геоморфологическом значении «врезанных» хвалынских дельт Северного Прикаспия. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Л., Гостоптехиздат.
- Фрухт Д. Л., Гассанова И. Г., Соколова Л. И., Чулков В. В., Шибалин А. И. 1958. Стратиграфия палеозойских и триасовых отложений юго-восточного склона Воронежского массива, восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Доно-Медведицких поднятий. Сб. авторефератов научн. работ, законченных в 1956 г. ВНИГНИ.
- Хаин В. Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат.
- Ходос М. Л. 1965. Новые данные по тектонике Ростовского свода в связи с перспективами газонефтеносности. Материалы Шестой науч. конференции аспирантов. Изд-во Ростовского ун-та.
- Хроника объединенного пленума трех постоянных комиссий Межведомственного стратиграфического комитета по нижнему докембрию, верхнему докембрию и абсолютному возрасту. 1964. «Советская геология», № 5.
- Цыганков А. В. 1959. Геоморфологическое районирование Поволжья. Изд-во Ростовского ун-та.
- Цыганков А. В., Алешин В. М. 1964. Поверхности выравнивания. Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., изд-во «Наука».
- Чарыгин М. М., Казаков М. П., Васильев Ю. М. 1960. О методике геолого-поисковых работ в Прикаспийской впадине. «Геология нефти и газа», № 8.
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Прошляков Б. К., Шлейфер А. Г., Филипчук В. А., Ли К. А., Богачева М. И., Гибшман Н. Б., Простова Н. И. 1965. Первые геологические результаты бурения Аралсорской сверхглубокой скважины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, изд-во «Коммунист».
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Филипчук В. А., Шлейфер А. Г., Ли К. А., Прошляков Б. К., Богачева М. И., Парамонов В. И., Гибшман Н. Б. 1966. Первые результаты бурения Аралсорской опытно-опорной скважины в Прикаспийской впадине. «Геология нефти и газа», № 4.
- Чибрикова Е. В. 1962. Споры терригенной толщи девона Западной Башкирии и западного склона Южного Урала. М., изд-во АН СССР.
- Чижова В. А. 1962. Развитие остракод на Русской платформе в конце девона и начале карбона и вопрос о границе между этими системами. Стратиграфические схемы палеозойских отложений карбона. Гостоптехиздат.
- Чирвинский П. Н. 1925. Петрографическое исследование ледниковых валунов Донской области. Зап. Росс. минерал. об-ва, серия 2, т. 54, вып. 1.
- Шаля А. А. 1965. Новые данные о поздне триасовых — раннеюрских отложениях (аралсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской синеклизы. Докл. АН СССР, т. 160, № 4.
- Шаля А. А., Леонгордт Н. И. 1965. Новые данные о строении мезозойских отложений междуречья Волги и Урала. Материалы по геологии газоносных районов Советского Союза. Тр. ВНИИГаз, вып. 23/33. М., изд-во «Недра».
- Шамрай И. А. 1952. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе Северо-Восточный Донбасс — Нижний Дон — Нижнее Поволжье. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 18, вып. 3.
- Шамрай И. А. 1954а. Структурно-петрографические особенности кластогенных пород среднего и верхнего карбона Донецкого бассейна. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 23, вып. 5.
- Шамрай И. А. 1954б. Фациально-литологический очерк и условия формирования верхнекаменноугольных отложений в северо-восточной части Донбасса. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 23, вып. 5.
- Шамрай И. А. 1955. Минералогический состав лёссовидных пород Нижнего Дона и Северного Предкавказья как показатель их эолового происхождения. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 33, вып. 6.
- Шамрай И. А. 1959. Структурно-минералогические типы третичных кварцевых песков Восточного Донбасса и их стратиграфическое положение. Уч. зап. Ростов. ун-та, т. 44, вып. 8.
- Шамрай И. А. 1964. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Изд-во Ростовского ун-та.

- Шамрай И. А., Кохановский П. П. 1956. Литология верхнемеловых отложений Северного крыла Азово-Кубанской впадины и Азовской антеклизы. Сб. «Геол. строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона». Изд-во Ростовского ун-та.
- Шанцер Е. В. 1951. Геологическое строение и гидрогеологическая обстановка как критерий оценки лесорастительных условий Приволжской полосы Прикаспийской низменности. Тр. Комплексной науч. экспедиции по вопросу полезащитных лесоразведений, т. 1, вып. 2.
- Шатский Н. С. 1922. Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации Южного Поволжья. Вестн. Моск. горной академии, т. 1, № 1.
- Шатский Н. С. 1924. О тектонике северной части Донецкого бассейна. Бюлл. МОИП, т. 2, вып. 3.
- Шатский Н. С. 1937. Происхождение Донецкого бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15, вып. 4.
- Шатский Н. С. 1941. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Европейской впадины. Докл. АН СССР, т. 31, № 5.
- Шатский Н. С. 1946. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1948. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье, Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол. № 5.
- Шафиро Я. Ш. 1960. Древние сбросы Арчедино-Донских дислокаций. «Геология нефти и газа», № 12.
- Шафиро Я. Ш. 1962. О тектонике Саратовско-Волгоградского Приволжского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шафиро Я. Ш., Аванисьян Г. М. 1965. Мезо-кайнозойская структура Волгоградского Поволжья и ее соотношение с девонским региональным структурным планом. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».
- Шванк С. А. 1964. Геологическая природа прибортовой гравитационной ступени Прикаспийской впадины. Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Тр. НВНИИГГ, вып. 2, Саратов, изд-во «Коммунист».
- Шевченко В. И. 1962. Расчленение нижнефаменных отложений междуречья Хопра и Бузулука. Докл. АН СССР, т. 146, № 1.
- Шевченко В. И. 1964. Детальное расчленение фаменных отложений Волгоградской области. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИНГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».
- Шевченко А. И. 1965. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М., изд-во «Наука».
- Шевченко В. И., Карпов П. А., Нечаева М. А., Назаренко А. М. 1965. Верхнефаменные отложения юго-восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 160, № 4.
- Шевырев А. А., Шлезингер А. Е. 1960. К вопросу о возрасте нижних горизонтов триаса на полуострове Мангышлак. Докл. АН СССР, т. 133, № 6.
- Широков А. З. 1963. История геологического развития угленосной формации карбона Донецкого бассейна. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Шлейфер А. Г. 1965. Стратиграфия нижнего триаса центральной части Прикаспийской впадины по данным сверхглубокого бурения. Материалы науч.-технич. совета по глубокому бурению, вып. 4. М., изд-во «Недра».
- Шнейдер Г. Ф. 1960а. Стратиграфическое значение остракод нижнетриасовых отложений Русской платформы. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, т. 1. Триасовая система. Тр. ВНИГНИ, вып. 29, М., Госгостехиздат.
- Шохина В. А. 1937. К изучению микрофауны олигоцена Волго-Донского водораздела. Этюды по микропалеонтологии, т. 1, вып. 3.
- Шуцкая Е. К. 1960. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. М., Госгостехиздат.
- Эберзин А. Г. 1955. Схема стратиграфии неогена юга СССР. Тезисы докл. совещ. по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, изд-во АН АзССР.
- Эберзин А. Г. 1965. Система и филогения солоноватоводных карид. Второе совещание по изучению моллюсков. Сб. 2, М., изд-во «Наука».
- Эвентов Я. С. 1956а. Западная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, т. 1, нов. серия, вып. 96. Л., Госгостехиздат.

Эвентов Я. С. 1956б. Мезозойские отложения западной части Прикаспийской впадины. Тр. Всес. совещ. по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат.

Эвентов Я. С. 1959. Геологическое обоснование поисково-разведочных работ в западной части Прикаспийской низменности. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление разведочных работ на нефть и газ на Северном Кавказе и в Предкавказье». М., Гостоптехиздат.

Эвентов Я. С. 1960а. Геологическое строение и перспективы нефтеносности и газоносности Калмыцкой АССР. Тр. ВНИГНИ, вып. 32. М., Гостоптехиздат.

Эвентов Я. С. 1960б. Рациональный комплекс поисково-разведочных работ на нефть и газ в Нижнем Поволжье. Тр. ВНИГНИ, вып. 28. М., Гостоптехиздат.

Эвентов Я. С. 1962. История формирования и особенности тектоники западной части Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат.

Эвентов Я. С., Ильин В. Д. 1958. Мезозойские отложения Нижнего Заволжья и условия их залегания. Тр. научн. конференции по стратиграфии мезозойского и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей. Изд-во Саратовского ун-та.

Эвентов Я. С., Мовшович Э. Б., Сарычева А. И. 1960. Сеноманские отложения Астраханского района. Докл. АН СССР, 135, № 5.

Эвентов Я. С., Ракитов А. И., Безбородов Р. С., Гринфельд М. И., Иванова А. И., Мовшович Э. Б., Хабарова Т. Н. 1961. Данные о геологическом строении и нефтегазоносности южной части Астраханской области и прилегающих районов Калмыцкой АССР. «Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». Тр. ВНИГНИ, вып. 30. М., Гостоптехиздат.

Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17.

Якубов Т. Ф. 1952. Происхождение бэровских бугров. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 51.

Якушева А. Ф. 1962. История новейшего геологического развития Восточного Предкавказья и Северо-Западного Прикаспия. Сб. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии», вып. 7. М., Госнаучтехиздат.

Яриков Г. М. 1955. К вопросу стратиграфии, фаций и тектоники каменноугольных отложений бассейна нижнего течения рек Чира и Цимлы. Уч. зап. Волгогр. пед. ин-та, вып. 5.

Яриков Г. М. 1959а. Каменноугольные отложения бассейна нижнего течения р. Хопра. «Геология нефти и газа», № 9.

Яриков Г. М. 1959б. Об условиях осадконакопления в нижнекаменноугольную эпоху на территории правобережья Сталинградской области. Уч. зап. Сталинград. пед. ин-та, вып. 10.

Яриков Г. М. 1964а. К вопросу о перерыве между девоном и карбоном в Нижнем Поволжье. Сб. «Геология и минеральные ресурсы территории Нижнего Дона и Нижнего Поволжья». Изд-во Ростовского ун-та.

Яриков Г. М. 1965б. Литологическая характеристика и условия осадкообразования турнейских отложений юго-восточного склона Воронежского массива. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИИГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».

Яриков Г. М. 1964в. Яснополянский надгоризонт на юго-восточном склоне Воронежского свода. Уч. зап. Волгогр. пед. ин-та, вып. 18.

Яриков Г. М., Урусов А. В., Золотухина Г. П., Кетат О. Б., Сарычева А. И., Кольцова В. В., Смирнов А. В., Лотарева Э. В., Григорьев Н. В. 1965. Литолого-стратиграфический разрез Николаевской опорной скважины 2. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области». Тр. ВНИИИГ, вып. 3. М., изд-во «Недра».

Ясенева М. А. 1956. Палеозойские отложения района Джанай. Докл. АН СССР, т. 110, № 6.

| | Стр. |
|--|------|
| Введение | 7 |
| <i>Глава первая. История геологического изучения. В. Н. Зубцовский</i> | 10 |
| <i>Глава вторая. Физико-географическое описание и экономическая характеристика.</i> <i>Н. И. Алексюк</i> | 26 |
| <i>Глава третья. Основные черты геологического строения Н. И. Погребнов,</i> <i>И. И. Потапов</i> | 40 |
| <i>Глава четвертая. Стратиграфия</i> | 49 |
| До Палеозой. <i>Г. И. Лебедько</i> | 49 |
| Доживетские отложения точно неустановленного возраста. <i>П. А. Карпов</i> | 62 |
| Девонская система. <i>П. А. Карпов</i> | 65 |
| Каменноугольная система. <i>Н. А. Редичкин, Г. М. Яриков</i> | 111 |
| Пермская система. <i>Е. В. Мовшович</i> | 183 |
| Триасовая система. <i>Е. В. Мовшович</i> | 228 |
| Юрская система. <i>В. Б. Иваницкая, А. И. Сарычева</i> | 255 |
| Меловая система | 290 |
| Нижний отдел. <i>И. Б. Карнаухов, Г. Г. Пославский</i> | 290 |
| Верхний отдел. <i>Н. С. Морозов, В. М. Орехова</i> | 318 |
| Палеогеновая система. <i>Е. Н. Федоренко</i> | 361 |
| Неогеновая система. <i>Г. Н. Родзянко</i> | 410 |
| Четвертичная система. <i>Г. И. Попов</i> | 447 |
| <i>Глава пятая. Магматизм и явления метаморфизма. Г. И. Лебедько, П. А. Карпов,</i> <i>С. Ф. Трофимов</i> | 492 |
| <i>Глава шестая. Тектоника. Н. И. Погребнов, И. И. Потапов, Б. В. Смирнов</i> | 515 |
| <i>Глава седьмая. Геоморфология. В. А. Брылев, А. В. Цыганков, И. К. Акуз</i> | 578 |
| <i>Глава восьмая. История геологического развития. И. И. Потапов и Б. В. Смир-</i> <i>нов</i> | 605 |
| Литература | 673 |

1-7A
1937

1937-1970